环渤海湾西部
石炭系—二叠系层序地层
及聚煤作用研究

HUANBOHAIWAN XIBU
SHITANXI—ERDIEXI CENGXU DICENG
JI JUMEI ZUOYONG YANJIU

邵龙义 何志平 鲁　静 著

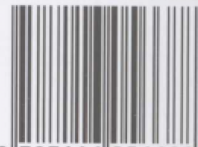
地 质 出 版 社

SEQUENCE STRATIGRAPHY AND COAL ACCUMULATION OF THE CARBONIFEROUS AND PERMIAN IN THE WESTERN PERI-BOHAI BAY AREA OF THE NORTHERN CHINA

SHAO LONGYI HE ZHIPING LU JING



ISBN 978-7-116-05668-8



定价：60.00元

环渤海湾西部
石炭系—二叠系层序地层
及聚煤作用研究

邵龙义 何志平 鲁 静 著

地 质 出 版 社

·北 京·

内 容 简 介

本书以环渤海湾西部（河北、北京、天津）的石炭纪—二叠纪含煤岩系为例，探讨了近海型含煤岩系层序地层格架中的厚煤层分布及古土壤发育特征。提出研究区在晚石炭世—早二叠世早期为滨外陆棚和障壁-潟湖体系，早二叠世晚期—中二叠世以三角洲体系为主，晚二叠世以河流和湖泊沉积体系为主。识别出古新成土、古潜育土、古有机土、古变性土、古旱成土、古老成土和古氧化土等7种类型古土壤，并据此推测该区晚石炭世—早二叠世为潮湿气候，中二叠世变为长湿短干气候，晚二叠世演化为半干旱气候。将石炭系—二叠系划分为7个三级复合层序和20～25个四级层序。提出四级层序中煤层一般形成于海侵体系域中的海侵过程；在三级复合层序中，障壁-潟湖体系中泥炭堆积速率小于可容空间增加速率，厚煤层主要形成于可容空间增加速率最小的海侵面附近，如太原组8号煤层，同时该煤层在研究区有"北厚南薄"的分布趋势；在冲积平原和三角洲平原背景中，泥炭堆积速率大于可容空间增加速率，厚煤层主要形成于可容空间增加速率最大的最大海泛面附近，如山西组的2号煤层，同时该煤层在研究区有"北薄南厚"的分布趋势。本书作为克拉通含煤盆地层序地层学实例，希望能对煤系层序地层学及聚煤作用模式研究有所贡献。

本书可供煤田地质、油气地质、沉积学等领域的科技人员、大专院校师生参考。

图书在版编目（CIP）数据

环渤海湾西部石炭系—二叠系层序地层及聚煤作用研究／邵龙义，何志平，鲁静著．—北京：地质出版社，2008.5

ISBN 978-7-116-05668-8

Ⅰ．环… Ⅱ．①邵…②何…③鲁… Ⅲ．①渤海湾－石炭纪－地层层序－研究②渤海湾－二叠纪－地层层序－研究③渤海湾－石炭纪－煤系－成矿条件－研究④渤海湾－二叠纪－煤系－成矿条件－研究 Ⅳ．P618.11

中国版本图书馆CIP数据核字（2008）第043024号

组稿编辑：刘亚军
责任编辑：夏军宝 祁向雷
责任校对：关风云
出版发行：地质出版社
社址邮编：北京海淀区学院路31号，100083
咨询电话：(010)82324508（邮购部）；(010)82324578（编辑室）
网　　址：http://www.gph.com.cn
电子邮箱：zbs@ gph.com.cn
传　　真：(010)82310759
印　　刷：北京地大彩印厂
开　　本：889mm × 1194mm 1/16
印　　张：11.75　插页：3
字　　数：400千字
版　　次：2008年5月北京第1版 · 第1次印刷
定　　价：60.00 元
书　　号：ISBN 978-7-116-05668-8

序

我很高兴看到邵龙义教授这本专著即将付梓。

邵龙义教授多年来从事含煤岩系沉积学、层序地层学方面的教学和科研工作，在煤炭资源聚集与赋存规律研究方面成果显著。邵龙义教授早在作研究生期间，就在对我国南方早石炭世和晚二叠世近海克拉通盆地岩相古地理及聚煤规律的研究中提出用以表示横跨不同相区的大面积聚煤的“幕式聚煤作用”。在其后来的多项研究中针对含煤岩系沉积学及层序地层学进行了深入研究，发现在盆地基底沉降速率较小的滨海平原靠陆一侧，由于泥炭堆积速率大于基准面上升速率，厚煤层倾向于在最大海泛面附近聚集；而在盆地基底沉降速率较大的靠海一侧，泥炭堆积速率小于基准面抬升速率，厚煤层倾向于在海侵面附近形成。据此提出了一个不同的近海克拉通盆地层序地层格架内厚煤层的分布模式。在对黔桂一带晚二叠世碳酸盐岩台地聚煤作用的研究中，提出了包括台地总体变浅成煤、台内滩丘变浅成煤以及台地边缘浅滩变浅成煤等碳酸盐岩台地三种聚煤模式，提出碳酸盐岩型煤系煤层的地球化学特征及成因。

在本部专著中，邵龙义教授和他的课题组成员利用测井、岩心及露头数据进行了渤海湾盆地石炭系—二叠系层序地层学和古土壤学研究，并着重探讨了近海盆地层序格架内厚煤层的形成和古土壤的发育特征，在研究区石炭系—二叠系中识别出滨外陆棚、障壁-潟湖、三角洲、河流和湖泊等5大沉积体系；将环渤海湾西部石炭系—二叠系划分为7个三级复合层序，20～25个四级层序；发现三级复合层序II的厚煤层主要形成于三级初始海泛期，而三级复合层序III的厚煤层主要形成于三级最大海泛期的新认识。依据古土壤宏观特征、微观特征和地球化学特征，识别出古新成土、古潜育土、古有机土、古变性土、古旱成土、古老成土和古氧化土等7种类型古土壤；根据古土壤在剖面上的发育规律，绘制了古气候变化曲线，提出从晚石炭世温暖潮湿气候向晚二叠世的炎热干燥的长周期的气候变化是大陆漂移引起的结果，降雨特征有长湿短干—半湿半旱—短湿长干的变化，而其间一些短周期气候变化则是与区域性海侵-海退旋回有关的基准面变化的产物。该书的含煤岩系层序地层学工作方法为聚煤作用规律分析提供了新的研究思路，首次系统地把古土壤的发育和赋存特征引入到煤系层序地层的研究中是一个创新。

诚然，本专著还有某些不足之处，如关于近海克拉通盆地层序发育的构造控制以及古土壤的研究方法等方面还有待于进一步探索和完善。

总之，该专著原始资料翔实、分析有据、结论可信，在等时地层格架内厚煤层的聚集和古土壤分布特征方面有独到的见解，该专著的出版在丰富我国近海盆地聚煤理论的同时，也必将为该区煤炭资源的勘探和科学开发提供理论依据。

张鹏飞

2008年3月于中国矿业大学（北京）

前　言

在过去30年间，有关层序地层学理论和方法的研究如雨后春笋般的涌现出来，层序地层学已从原来的地震地层层序的概念发展到如今的比地震地层具有更高分辨率的“高分辨率层序地层学（high resolution sequence stratigraphy）”。尤其是露头规模的高分辨率层序地层学的研究已经成功地用于地下相及地质资料的预测，并且在很大程度上改进了人们对岩相几何形态及储层分布格架的认识。总之，层序地层在力求反映全球海平面（基准面）变化规律的同时，也为油气和煤田勘探提供了一种强大的具预测功能的相分析工具。中国华北地区在石炭纪—二叠纪为一大型陆表海聚煤盆地，从陆到海沉积相带发育齐全，标志层及含煤旋回性发育良好。该聚煤盆地中蕴藏着丰富的煤炭资源，有较好的沉积学、地层学、构造地质学及煤田地质学研究基础。本书选择环渤海湾西部的河北、北京和天津地区的石炭系—二叠系进行沉积相、层序地层及古土壤学研究，研究成果作为克拉通含煤盆地层序地层学实例，希望能对煤系层序地层学及聚煤作用模式研究有所贡献。

本书着重探讨了环渤海湾西部的石炭纪—二叠纪的层序地层格架中的厚煤层分布及古土壤发育特征。提出该区在晚石炭世—早二叠世早期为滨外陆棚和障壁–潟湖体系，早二叠世晚期—中二叠世以三角洲体系为主，晚二叠世以河流和湖泊沉积体系为主。识别出古新成土、古潜育土、古有机土、古变性土、古旱成土、古老成土和古氧化土等7种类型古土壤，并据此推测该区晚石炭世—早二叠世为潮湿气候，中二叠世变为长湿短干气候，晚二叠世演化为半干旱气候，晚二叠世末期湿度又有所增加。将石炭系—二叠系划分为7个三级复合层序和20～25个四级层序。煤系层序地层研究表明，四级层序中煤层一般形成于海侵体系域中的海侵过程；在三级复合层序中，障壁–潟湖体系中泥炭堆积速率小于可容空间增加速率，厚煤层主要形成于可容空间增加速率最小的海侵面附近，如太原组8号煤层，同时该煤层在研究区有“北厚南薄”的分布趋势；在冲积平原和三角洲平原背景中，泥炭堆积速率大于可容空间增加速率，厚煤层主要形成于可容空间增加速率最大的最大海泛面附近，如山西组的2号煤层，同时该煤层在研究区有“北薄南厚”的分布趋势。

本书研究工作得到国家973项目专题(2006CB202202)、国家自然科学基金项目(40172050，40672103)、教育部新世纪优秀人才支持计划（2004）及优秀青年教师资助计划（2001）、中石油“九五”科技项目（渤海湾盆地及外围深层层序及岩相古地理研究，课题负责人：马永生及田海芹）、中石油“十五”科技项目（渤海湾盆地石炭系—二叠系石油地质研究与有利地区选择，课题负责人：赵长毅）、国土资源部全国危机矿山接替资源找矿项目（200700000）及中石化前瞻性课题（2007）（中国北方地区岩相古地理地质背景研究，课题负责人：王明镇和邵龙义）等科研项目的资助。

参加本书科研工作的有硕士研究生窦建伟（94级）、杨利军（97级）、李瑞军（99级）、肖正辉（01级）及博士生何志平（02级）。本书由邵龙义、何志平、鲁静撰写，全书由邵龙义统稿。张鹏飞教授对全书进行了审阅，并为本书作序。

本书的研究工作得到中国矿业大学（北京）资源与地球科学系师生的支持，野外工作得到

河北煤田地质局、中国石油勘探开发研究院等单位的协助，韩德馨院士以及张鹏飞、金奎励、田宝霖、梅美棠、任德贻等教授对研究工作进行了悉心指导，彭苏萍院士、曹代勇教授、刘钦甫教授、唐跃刚教授及王延斌教授对本书给予了帮助及支持，河北煤田地质局的武清海、孟逢源等教授级高级工程师对野外地质调查工作进行了具体指导，并提供了宝贵的地层及煤层对比等方面的资料。笔者在此对上述单位及专家表示衷心感谢。

该书的出版得到了国家973项目专题(2006CB202202)及国家自然科学基金项目(40672103)的资助。

由于作者水平有限，书中或有欠妥之处，敬请读者不吝指正。

作　者

2008年4月

Abstract

The western peri-Bohai bay (WPB) area in this book includes Hebei Province, Beijing City and Tianjin City. It is located in the east part of the central to northern zones of the North China platform. Tectonically the North China platform constitutes a part of the Sino-Korea Platform. It has experienced an Archean to Early Proterozoic crystalline basement stage, and a Middle and New Proterozoic faulting trough stage, an Early and Late Palaeozoic cratonic basin stage and an Mesozoic and Cenozoic inland rifting basin stage.

The Late Carboniferous and Permian in the WPB area is composed of the Benxi Formation (Late Carboniferous), Taiyuan Formation (Late Carboniferous to Early Permian), Shanxi Formation (Early Permian), Xiashihezi Formation (Middle Permian), Shangshihezi Formation (Middle to Late Permian), and Shiqianfeng Formation (Late Permian). The Benxi and Taiyuan Formations are composed of interbedded marine and non-marine coal-bearing strata dominated by the dark grey bioclastic limestone, mudstone, siltstone, sandstone, and coals. The Shanxi, Xiashihezi and Shangshihezi Formations are represented by the paralic coal-bearing strata consisting of the light grey to dark grey and purple sandstones, siltstones, mudstones, and coals. The Shiqianfeng Formation is composed of an inland lacustrine succession which is dominated by the light-grey and red-purple sandstone, siltstone and mudstones.

Sedimentology and sequence stratigraphy of the Permo-Carboniferous in the western peri-Bohai bay (WPB) area were investigated using data from well logs, cores, and outcrops, with the emphasises on the palaeosols and the distribution of thick coals in the sequence stratigraphic framework. Four aspects are focused in this book:

1. Lithofacies and depositional systems

1) A total of 18 types of lithofacies are recognised by the characteristics of lithology and depositional structures described in the outcrop and borehole sections, ranging from conglomerates, sandstones, siltstones, mudstones, limestones, and coals.

2) Five main depositional systems are identified, including the offshore carbonate shelf system, barrier-lagoonal systems, deltaic system, fluvial system and lacustrine system. The Late Carboniferous and early Early Permian was dominated by the offshore carbonate shelf and barrier-lagoonal systems, the late Early Permian to Middle Permian were dominated by a deltaic system, and the Late Permian was dominated by the fluvial and lacustrine systems.

3) Palaeosols, lithologies, clay mineralogy and geochemistry of the Permo-Carboniferous strata in the vertical sections reveal that the palaeoclimates had an overall trend from humid to arid in a fluctuating way during the Permo-Carboniferous in the WPB area. This trend was mainly controlled by transgression, palaeogeography and palaeotectonics, among which palaeotectonics played the dominated role.

2. High-resolution sequence stratigraphy and the relationship between the thick coal seams and the sequence stratigraphic framework

1) Totally 7 third-order composite sequences (CS) and 20-25 fourth-order sequences were developed in the Permo-Carboniferous in the WPB area, with each composite sequence having a division of lowstand sequence set (LSS), transgressive sequence set (TSS), and highstand sequence set (HSS). CS I – CS III were developed with the TSS and HSS in most area, and the LSS was only locally developed. CS IV and CS V were developed with the LSS, TSS and HSS in the whole WPB area, in which the LSS is mainly composed of the incised channel fill deposits. CS VI was developed with all three sequence sets in the southern Hebei, while in other areas just LSS and lower part of TSS were preserved. CS VII was partially found in the southern Hebei.

2) The palaeogeographic maps have been reconstructed based on the contour maps of a variety of palaeogeographic parameters for each composite sequence. These parameters include the thickness and percentages of sandstones, conglomerates, limestones, coals and carbonaceous mudstones, as well as the thickness ratio of sandstones to mudstones. During deposition of CS I, the offshore carbonate shelf covered the eastern part of research areas and the tidal flat and lagoon covered the western part, with a northeasterly marine transgression. During deposition of CS II, the deltaic plain occurred in the northern part, with the marine transgression from the southeast. During deposition of CS III, the northern and southern areas were occupied by a fluvial environment, and in the middle part by an inter-delta bay, the tidal flat occupied the southeast areas. During deposition of CS IV, the southeast part was covered by deltaic plain and the other areas were occupied by fluvial environments. Palaeogeographic outline of CS V was similar to CS IV, but the former showed that the southeastern part was covered by deltaic plain and lacustrine settings.

3) Developing models of the fourth-order sequence and the third-order composite sequence in the fluvial-deltaic plain and the delta-barrier-lagoon-offshore shelf systems are discussed with the lithological characteristics, depositional cycles, combination of facies and their vertical variations. In the fluvial – upper deltaic plain environment, the LSS is composed of stacking braid channel fills or extensively spread sheet-like sandstones, the HSS beneath the sequence boundary is characterised by the isolated channels sandstones, and the TSS is generally stacked by the fourth-order sequences composed of the flood basin mudstones and the crevasse splay siltstones. In the inter-fluvial areas without channels, sequence boundaries were developed with the palaeosols and coincided with the transgressive surface.

4) The thick coals tend to be formed when the peat accumulation rates are well balanced by the accommodation development rates. In a third-order sequence stratigraphic framework, the rates of the fourth-order sea-level rise are slower at the transgressive surface than at the maximum flooding surface; accordingly, the rates of accommodation development at the transgressive surface are slower than those at the maximum flooding surface. The No.8 coal of the Taiyuan Formation was formed in the barrier-lagoon and offshore shelf settings and was developed at the transgressive surface of the composite sequence II, where the lower peat accumulation rate was balanced by the slower accommodation creation rate. In contrast, the No.2 coal of the Shanxi Formation was formed in a fluvial-delta setting, and was developed at the maximum flooding surface of the composite sequence III, where the higher peat accumulation rate was balanced by the higher accommodation creation rate. The coal in the fourth-order sequence represented by "seat earth-coal-marine limestone" could be formed during the "lag time" of marine deposits, and during the "lag time", development of balanced accommodation creation rates and peat accumulation rates would favor the accumulation of thick coals.

3. Palaeosols and their implications in palaeoclimatic and sequence stratigraphic analyses

1) Seven types of palaeosols are recognised by the macro-structures, color, micro-morphology, clay mineralogy and geochemical characteristics at the Shabagou section and in the borehole DP1 section. They are palaeoaddendosols, palaeogleysols, palaeohistosols, palaeovertisols, palaeoaridisols, palaeoeldisols and palaeooxisols.

2) Palaeoclimates can be reflected by the palaeosol types. In the PWB area, the Late Carboniferous to the Early Permian were developed with the palaeoaddendosols, palaeogleysols, and palaeohistosols, reflecting a relatively humid palaeoclimate; The Middle Permian was developed with the palaeogleysols, palaeohistosols, and palaeovertisols, reflecting a long humid and short arid to semi-arid palaeoclimate; The early Late Permian was developed with the palaeoaridisols, palaeoeldisols and palaeooxisols, representing an arid palaeoclimate; The late Late Permian was developed by the palaeoeldisols and palaeogleysols, representing a semi-arid palaeoclimate. The overall long-term trend of palaeoclimates from the humid to arid was attributed to the plate tectonics, while the short-term fluctuation of the palaeoclimates between humid and arid was due to periodical marine transgression.

3) Palaeosols show a distinct distribution in the fourth-order sequence stratigraphic framework of different

depositional settings. In the transitional setting, the TST was developed with the palaeoaddendosols, palaeooxisols (containing siderites), palaeogleysols and palaeohistosols, while the HST was developed with the palaeoaddendosols and palaeohistosols. In the fluvial environment, the LST was developed with the palaeoaridisols and palaeooxisols; the TST was developed with the palaeohistosols, palaeovertisols, palaeooxisols, palaeoaridisols and palaeoeldisols; and the HST was developed with the palaeoeldisols and palaeovertisols.

4. Application of the wavelet transformation in the sequence stratigraphy

1) A proper decomposition scale of wavelet can be found by comparing the multi-scaled wavelet decomposition of the GR logging data with the deposition-cycle analysis. The high-frequency signal with such a decomposition scale can be used to effectively divide depositional cyclic units.

2) A high-frequency signal can be selected by comparing the analyzing result of sequence stratigraphy with the multi-level decomposition of GR logging data, which will adjust the division of sequence stratigraphic units based on the geological data. The curves stacked by different -scale high-frequency signals corresponding to stratigraphic units can be used to analyse the movement of base level.

Key words: high-resolution sequence stratigraphy; palaeosols; palaeoclimate; Permian, Carboniferous; North China.

目　次

0 含煤岩系沉积学及层序地层学进展

0.1 含煤岩系沉积学研究历史

回顾含煤岩系沉积学的研究历史，可以看出煤系沉积学的发展经历了“旋回层阶段”和“三角洲迁移模式阶段”（Rahmani等，1984；陈钟惠，1988；Riegel，1992；张鹏飞等，1993）。

20世纪初，当Udden（1912）明确提出海侵-海退旋回是造成北美上石炭统含煤岩系中岩性单元规律性重复现象的原因之后，便立即引起地质学家对含煤岩系旋回性沉积的广泛兴趣。Weller（1930）、Wanless和Weller（1932）及Wanless和Shepard（1936）进一步强调这些旋回性的广泛的横向连续性及其在地层对比上的实用价值，正式提出“旋回层”（cyclothem）一词，并将其归因于地壳运动引起的海侵—海退。在南斯拉夫数学家米兰柯维奇提出地球轨道参数变化周期后，Weller等又进一步认识到“含煤旋回层”与轨道参数变化有关，地球轨道参数变化引起的冰控海平面变化是含煤旋回层的主控因素，从此便拉开了含煤岩系研究史上的“旋回层时代”的序幕。尽管后来曾有许多学者发现，含煤岩系旋回层中的沉积单元构成与Weller（1930）及Wanless和Weller（1932）当初的“理想旋回层”之间有许多差异，并发现这些差异主要是构造背景及沉积环境的区域性差异造成的。但是，Weller（1930）的旋回层概念，在几十年时间内一直强烈地影响着含煤岩系沉积学的研究，对基于标准旋回层岩性组合特征来寻找可采煤层起到了积极作用。

20世纪60年代，Fisk（1960）及其学生把现代密西西比河三角洲研究成果用于阿巴拉契亚地区的宾夕法尼亚纪含煤地层研究，他们对比研究了阿巴拉契亚地区石炭纪含煤岩系和密西西比三角洲沉积后认为，阿巴拉契亚地区石炭系旋回层中简单的海侵、海退过程可以用与现代密西西比河三角洲相类似的三角洲朵叶的退积、进积过程来解释。至此，人们才认识到河道决口、分流河道摆动、砂坝的迁移以及其他一些幕式或周期性作用等自旋回过程也可造成旋回层现象（Ferm和Coleman，1963；Ferm，1974），从此便开始了“三角洲迁移模式”阶段的历史。Ferm（1974）和Horne等（1978）将阿巴拉契亚地区石炭纪阿勒格尼组沉积相划分为冲积平原、上三角洲平原、下三角洲平原、障壁后潟湖、障壁岛等类型，概括出著名的阿勒格尼组三角洲沉积模式，提出上、下三角洲平原过渡带形成的煤层具有一定的厚度和横向连续性，从而最具勘探价值。到目前为止已提出了各种成煤模式，包括滨岸障壁潟湖模式（Young，1955）、河流-三角洲模式（Ferm和Horne，1979）、冲积扇模式（Heward，1978）、砂质辫状河模式（Haszeldine等，1980）、湖泊模式（Ayers和Kaiser，1984）、风成沙丘模式（Richardson，1985）以及碳酸盐岩台地模式（张鹏飞等，1983；Shao Longyi等，1998）。这些成煤模式对成煤环境特征、煤层发育特征以及基本控制机理提供了解释基础。这一阶段虽然存在着旋回层的自旋回与它旋回机制的争论，但是无论是旋回层理论还是后来的沉积模式理论都为煤系沉积学的发展起了巨大的推动作用。

层序地层学孕育于20世纪40年代，Sloss在1948年北美地质学会年会的“沉积相和地质历史研讨会”上，提出以区域不整合面划分的北美地台的“地层层序”，这标志着“层序”这一概念的萌发。20世纪50年代末和60年代初，Sloss、Krumbein、Dapples等人创造性地将北美稳定克拉通上的地层记录，从前寒武晚期至全新世地层划分成以区域不整合面为边界的6套地层层序，并把层序定义为“比群和超群更高一级的岩石地层学单位”。系统的层序地层学理论诞生于20世纪80年代末期。1988年，C.K.威尔格斯等主编特刊《海平面变化综合分析》以及Sangree、Van Wagoner和Mitchum等人发表的层序地层学文献，标志着层序地层学的诞生。Van Wagoner等（1988）、Posamentier等（1988）、Van Wagoner等（1990）以及Mitchum等（1991），提出层序地层学的概念体系，将旋回层的全球性特征与自旋回区域性变异的灵活性很好地结合起来，建立起地层划分对比的新方法，从而也为含煤岩系自旋回机制与它旋回机制之间的争论增添新的内

容。在层序地层学思想的影响下，越来越多的煤田地质学家注意到类似于河道决口、三角洲迁移等的自旋回机制只能解释那些与Weller（1930）理想旋回层不一致的局部变化，即一些分布局限的沉积特征，而不能解释那些大量存在的在整个盆地范围甚至全球性分布的沉积特征或旋回层的成因，后者显然只能用盆地动力机制或其他一些异旋回机制来解释。层序地层学与旋回地层学相结合所建立的层序地层格架、旋回序列及其所反映的海平面变化规律等，则可为含煤岩系年代地层、旋回性及盆地演化等提供可靠依据，进而也可推动聚煤作用理论的发展。因此，也可以说，层序地层学的出现开辟了煤和含煤岩系沉积学研究的新篇章。

0.2 海平面变化与聚煤作用关系的研究

煤层形成于沼泽环境，这是不争的事实。但随着认识的深入，自从Ferm、Horne等人针对阿巴拉契亚山区石炭纪含煤岩系建立起著名的阿勒格尼三角洲聚煤模式后，含煤岩系沉积模式的研究突飞猛进。20世纪80年代以来，我国学者先后对我国西南、华南、华北、西北等地区（中国煤田地质总局，1996～1999），对石炭纪—二叠纪、中生代、新生代等不同时期的含煤岩系的沉积环境、沉积古地理及聚煤规律进行了系统分析，同时还对成煤环境进行了比较沉积学研究（刘焕杰等，1997），总结出中国含煤岩系的各种沉积模式。这些成果对特定地区、特定层位的沉积格架及沉积古地理的认识起到了关键的作用。

以前的成煤模式多是强调泥炭形成于与活跃的陆源碎屑沉积作用带相邻的低位沼泽地区。事实上，泥炭沉积并不是与局部的陆源碎屑沉积供给同时发生，在沼泽发育阶段，局部的陆源碎屑供应已经被某种机理切断了（McCabe，1984），大面积分布的以海相石灰岩或含化石泥岩为顶板的含煤旋回层序中，煤层多是在海侵过程中形成的。同时也注意到大部分厚煤层横跨不同相区而大面积广泛分布，提出幕式聚煤作用模式，亦说明煤层的聚集与特定的陆源碎屑供给无直接联系，同时也强调一次聚煤作用幕的同时性（邵龙义等，1992；陈世悦等，1995；邵龙义等，2000）。海平面抬升不仅为泥炭聚集提供可容空间，而且可以降低河流梯度，使携带陆源碎屑的河流收缩到成煤沼泽之外。

事实上，在过去的煤田地质勘探过程中，大面积稳定分布的厚煤层作为含煤地层中的一个等时面，已经受到大多数煤田地质工作者的肯定（邵龙义等，1992，1993；Diessel，1992，2007；Hamilton等，1994）。近来的一系列研究（Diessel，1992；Hamilton等，1994）表明，有相当一部分煤层可能形成于海平面抬升过程，即海侵过程成煤。大面积分布的可采煤层及其上覆海相层或含海相动物化石层与上覆的陆源碎屑沉积物一起，常构成典型海陆过渡相含煤岩系旋回层，它们一般是异旋回因素控制的结果，这些异旋回机制包括气候变化、沉积物供给的变化、与岩石圈载荷变化有关的沉降速率的变化以及相对海平面的变化。盆地范围分布的含煤旋回层，很可能与受全球海平面波动控制的基准面变化有关。据研究，泥炭聚集速率比大多数正常的基底沉降速率都要快，尤其对凸起泥炭地更是这样（McCabe，1984）。泥炭沼泽只有当相对海平面上升变快的时候或者潜水面由于某种特殊原因而突然上升的时候才会沉没，煤层与下伏沉积物之间在时间上有一个明显的沉积间断。Ramsbottom（1979）曾用全球海平面波动模式解释英国南威尔士煤田含煤岩系沉积作用，他认为潜水面的上升（由海平面上升引起）阻碍沼泽的排水体系而有效地防止有机质的氧化，从而又促进厚的泥炭层的堆积。Hartley（1993）认为，盆地范围的基准面变化受全球海平面变化的驱动并且控制着那些盆地范围分布的煤层及含煤旋回层的形成，甚至主张以往曾被认为对含煤岩系沉积作用起主要作用的含煤盆地三角洲朵叶的进积和迁移作用也可能是受基准面变化的控制。

考虑到煤层堆积速率极快（4～100a堆积1mm（McCabe，1984）），所以厚煤层的堆积需要有持续存在的可容空间以容纳快速堆积的煤层（泥炭），适合成煤的最大可容空间的持续保持需要有潜水面和基准面的不断抬升，这种基准面的抬升又离不开海平面的抬升。因此，发育较好的煤层一般都形成于最大海泛期。Hamilton等（1994）还提出，与基准面变化有关的大面积分布的厚煤层的底面可作为成因地层层序的一种边界，即最大海泛面。Flint等（1995）在解释美国Kentucky东部宾夕法尼亚纪Breathitt群的层序地层特征时，认为曾被Ferm（1976）解释为三角洲模式形成的大面积分布（数百平方公里）的厚煤层，实际上是潜

水面上升以及伴随碎屑沉积物供给因基准面上升而中止时期的沉积，并认为在靠陆地方向的一些大面积(数十公里)分布的厚煤层(厚度大于2m)，代表与最大海泛面相当的最大海泛带的层序地层位置。Heckel(1995)的研究也表明，阿巴拉契亚地区宾夕法尼亚纪分布广泛的厚煤层形成于海水达到高位期期间，这些厚煤层代表与西部远处（如 Illinois 和 Kansas 地区）高水位期海相单元等时的滨岸低地沉积。

0.3 层序地层格架下成煤模式研究

若将形成煤层的滨岸平原视为坡度一定、地形平缓的理想状态，则当在一个三级海平面升降旋回中，在海平面从最低点向最高点运动的阶段，有利于煤层发育的过渡环境将向陆地方向迁移；而在海平面从最高点向最低点运动的阶段，有利于煤层形成的过渡环境将向海的方向迁移。同时，在三级海平面变化的过程中还伴有四级海平面的升降运动，在每一个四级海平面旋回中，海平面上升导致地下水位上升，形成泥炭沼泽。由于在这种理想状态下，煤层的横向延展性在不同时期是一样的，因此海平面变化的不同阶段形成的煤层其厚度存在一定差异（邵龙义等，2003）。

“可容空间”概念的提出是层序地层模式发展的一个关键点。在沼泽中，可容空间可定义为泥炭所能堆积的最大高度。煤的性质，如煤层厚度、煤质（如灰分、硫含量）、显微煤岩组成，都受成煤植物类型、埋藏速度、沉积供应速率和基准面变化速率等因素的控制，而这些因素又都受到海平面变化、气候、构造作用等决定地层层序的他旋回过程的控制(Petersen等，1996；Diessel，2000；Gibling等，2004；Shao等，2003；Turner 等，2004；Davies 等，2005；Izart 等，2006）。Bohacs 和 Suter（1997）及 Holz 等（2002）提出，煤层厚度取决于可容空间增长速率与泥炭聚集速率之间的相对平衡状态。过慢的相对海平面上升速率，难以保证泥炭堆积所需的可容空间，因此难以形成厚煤层；相反，过快的海平面上升速率，使得泥炭堆积速率又难以追赶上可容空间增加速率，从而造成泥炭沼泽很快被海水淹没，结果也难于形成厚煤层。只有适度的海平面上升速率，才能保证可容空间增加速率与泥炭堆积速率之间的相对平衡关系，使泥炭能持续堆积，从而形成巨厚煤层。邵龙义等（2003）进一步提出，不同古地理背景下及不同体系域中，可容空间增加速率与泥炭聚集速率的平衡关系是不同的，因此所形成的煤层不只是在厚度上不同，而且煤岩煤质特征也会有所不同。例如，当可容空间增加速率大于泥炭堆积速率时，煤层剖面会表现出一系列海侵的特征，镜质体反射率、结构镜质体含量、煤中硫的同位素比值及TPI指数等指标向上减少；结构镜质体的荧光强度、镜质体含量、黄铁矿及硫含量、煤中的碎屑显微组分(如反映异地和微异地搬运的碎屑惰性体和碎屑镜质体)、挥发分产率以及氢与碳的相对原子质量比等指标向上增加，煤层顶板经常为深覆水海相或湖相细粒沉积(如泥岩、页岩、碳酸盐岩等)。

在距物源区较近的冲积体系或滨海平原过渡相靠陆一侧的背景下，因有丰富的陆源碎屑供给而常常处于补偿或过补偿状态。只有当海平面（基准面）上升速率相当大、可容空间快速增加时，即相当于最大海泛带位置，相对海平面上升速率/可容空间增加速率才会与泥炭堆积速率保持平衡，适于泥炭层堆积的可容空间可以持续很长时间，从而形成巨厚煤层。与此相反，对于远离陆源区的滨外陆棚或碳酸盐岩台地背景中形成的含煤岩系，情况则完全相反。滨外陆棚或碳酸盐岩台地环境，一般缺乏陆源碎屑供给，沉积速率一般低于海平面上升速率，所以盆地多处于欠补偿状态。只有当一次海平面下降一定幅度使基底变浅或暴露之后海平面重新上升过程中，才会产生适于泥炭层堆积的可容空间。在这种背景下，相对上升较慢的海平面才会维持适于泥炭层堆积的可容空间长时间存在以形成较厚煤层。相反，海平面上升速度过快，大大超过泥炭堆积速率时，水体则会变深而不适于植物生长，其结果是适于泥炭层堆积的可容空间不能长期存在，从而只能形成厚度较小的煤层。因此，在滨外陆棚和碳酸盐岩台地背景中，厚度较大的煤层可能只会在海侵面处形成，而在最大海泛面处形成的煤层，其厚度往往较小。正如广西合山煤田晚二叠世的层序III中的情况一样，中部最薄的$三_{中}$煤底板代表最大海泛带底部沉积，底部最厚的$四_{上}$煤底面代表初始海泛带即海侵面。相比较而言，上部位于高位层序组顶部的$三_{上}$煤层虽然有一定厚度，但因其灰分含量及夹矸层厚度过大而没有开采价值（邵龙义等，2003）。

综上所述，从相对海平面（基准面）升降分析，泥炭堆积速率和可容空间增加速率之比控制了厚煤层的展布：在滨海平原靠陆一侧以河流作用为主的环境，厚煤层形成于最大海泛面附近；而在滨海平原靠海一侧，厚煤层形成于海侵面附近。此外，基准面变化控制了泥炭地的水介质条件，从而亦控制了煤质变化特征，通过层序地层分析可以预测煤层的煤岩煤质变化特征。在一个层序地层格架中，了解煤层的分布习性，有助于我们对层序地层格架进行精细划分。

0.4 关于“海相层滞后时段聚煤”

何起祥等（1991）认为，华北石炭纪的海侵属于突发型海侵，北方石炭纪海相灰岩与其上、下沉积物在相序上不连续。后来一些学者进一步将突发型海侵引申到聚煤作用，提出海侵事件成煤。张鹏飞等（2001）提出不同意见，他们对山西太原西山上石炭统太原组的7，8，11号煤层及其顶板灰岩的地化特征、煤核和生物化石进行分析，发现煤层形成过程中明显地受到海水影响，煤层上覆石灰岩形成中亦有淡水参与，说明煤层及其顶板灰岩在相序上是连续的，其海侵模式应是渐进型海侵，亦即海侵过程成煤。

邵龙义等（2003）提出了“海相层滞后时段聚煤”的思想，即煤层形成于海平面上升过程中的“碳酸盐沉积滞后时段”中，“滞后时段（lag time）”指在海平面上升至碳酸盐岩台地之上到碳酸盐真正开始沉积之前的一段时间。很多学者研究发现，全新世冰期后海平面上升到佛罗里达陆棚之后，碳酸盐并没有马上沉积下来，而是在数千年之后才沉积下来，在这数千年甚至更长的“滞后时段”中，红树林泥炭则大量发育并形成了红树林泥炭层，最终的层序是不整合面—红树林泥炭层—海相碳酸盐沉积，这一看法可能解释了中国晚古生代大部分以石灰岩为煤层顶板的含煤旋回层成因。

一个典型的海平面上升旋回中含煤层序形成过程中海平面变化与聚煤作用的关系，在低水位期，海平面位置较低，基底暴露，广泛发育以根土岩为代表的古土壤，代表一段时间的沉积间断；在重新海侵初期，在海侵造成的基准面不断抬升的过程中，聚煤沼泽中的可容空间也不断增加，形成大面积广泛展布的泥炭层；随着海平面不断抬升到高位期，海平面上升速率增加，泥炭的堆积速率跟不上海平面抬升速率，泥炭发育中止，其上发育海相石灰岩或滨外陆棚泥质岩；以后海平面抬升速率变慢，水体变浅，发育潟湖泥岩、潮坪沉积及古土壤；此后的海平面下降又导致基底暴露，发育古土壤（可能会伴随有下切谷发育），从而开始发育另一旋回。在海平面抬升到陆棚上海相碳酸盐岩沉积并没有马上沉积下来，而是有一段滞后的时间，在碳酸盐岩沉积“滞后时段”里，正好泥炭堆积下来，即发生聚煤作用，也就是说，煤层-石灰岩的组合是一个连续的海侵过程，煤层形成于“海相层滞后时段”。

0.5 煤和含煤岩系沉积学的展望

煤和含煤岩系沉积学还有许多方面值得深入研究：

首先，是如何建立合理可信的高分辨率层序地层格架，如何利用高分辨率层序地层分析方法建立出更具预测能力的聚煤模式。除常规的沉积学分析外，前人曾经讨论过利用古土壤、煤相以及煤层的碳同位素分析层序地层格架及古气候演化，已经取得一定效果。

其次，在建立含煤岩系高分辨率层序地层格架的基础上，进行高分辨率的岩相古地理恢复，分析有利的聚煤作用区以及富煤带的迁移规律。研究成果一方面可以丰富和推进聚煤作用理论的研究，另一方面也可以为煤炭资源预测提供理论指导。

第三，煤中的有害物质在煤炭利用过程中对环境的危害，已经受到地质学家的高度重视。如何从沉积学及层序地层学角度对这些有害组分的分布特征进行预测，亦是摆在煤田地质学家面前的重要任务。邵龙义等在研究广西合山组碳酸盐岩型煤系时就注意到，在层序界面处的煤层全硫含量相对较低，而在最大海泛面处的煤层全硫含量则相对较高，相应的一些有害元素，如As，Cd，Cr，Cu，Ni等，在剖面呈有规律变化；在研究贵州西部晚二叠世煤系层序地层时发现，六枝矿区六号煤层$\delta^{13}C$及S含量有向上增加的趋势，云

南东北部镇雄煤田的5号煤亦有S含量向上增高的趋势。这些研究预示着人们应该能够依据层序地层学理论寻找优质的工业煤层。

最后，如何从煤及煤系中的有机质的特征进一步提取古气候及基准面变化的信息。例如英国的David Large（2003，2004）利用煤层的碳同位素组成及 *V/I* 比值在煤层剖面的变化规律，来研究泥炭地的古气候及水文特征对米兰柯维奇轨道参数旋回的响应以及全球碳循环，以及据此建立起精确的时间尺度并计算有机碳的聚集速率等，亦是目前研究的热点。

1 区域地质概况

研究区以河北省南部、北京及天津地区为主体，研究范围北到河北唐山—廊坊一线，南到河南新乡—山东济宁一线，东到山东淄博—河北唐山一线，西到河北省与山西省的省界。面积约 $20 \times 10^4 km^2$。为便于叙述，本文将这一区域总称为环渤海湾西部地区（图1.1）。该区石炭系—二叠系赋存有丰富的煤炭资源（尚冠雄等，1997），并具有良好的油气勘探前景（曹代勇等，2001；马永生和田海芹，2006）。

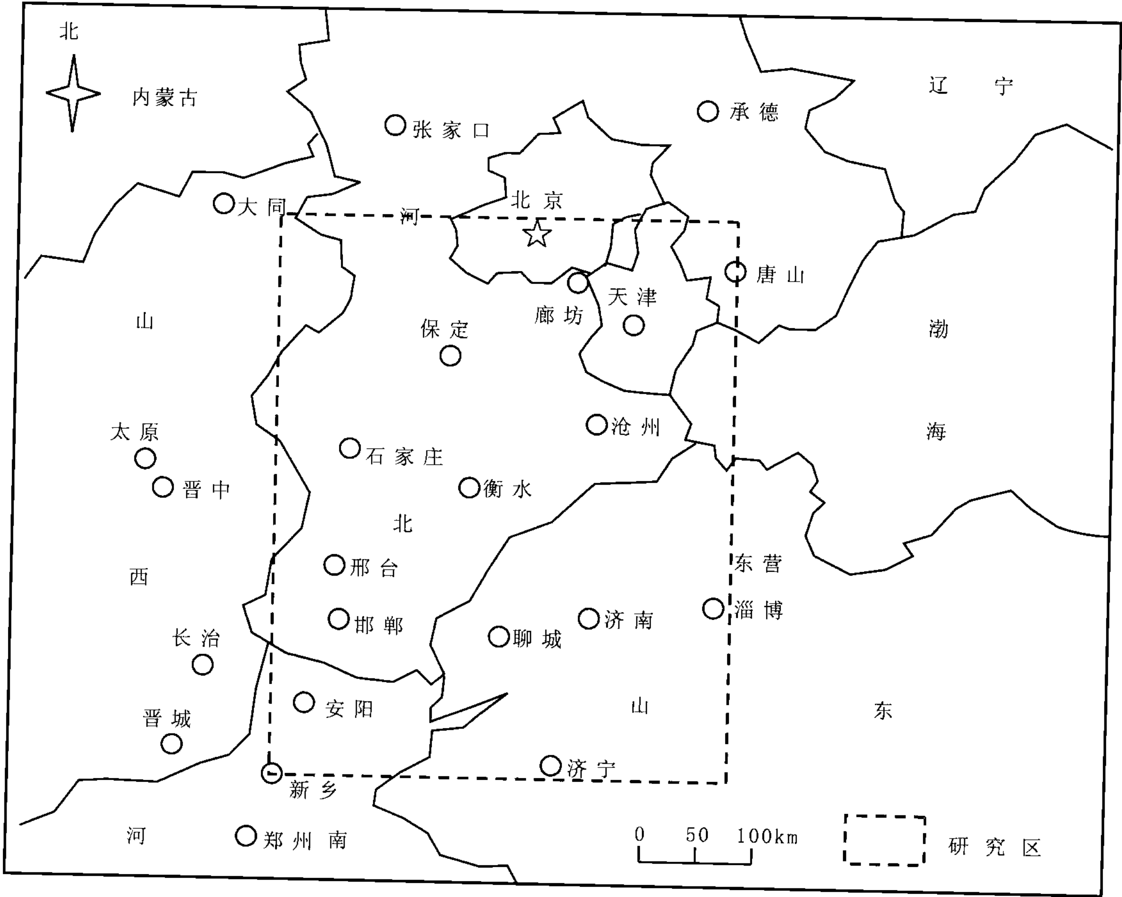


图1.1 研究区地理位置图

Fig.1.1 Location of research area

1.1 区域构造背景

研究区位于塔里木–中朝板块的东北部，塔里木–中朝板块北与西伯利亚板块接壤，东与太平洋板块毗邻，南与华南亚板块相连，它们在地质历史演化的不同阶段相互作用、相互影响，尤其是北部的西伯利亚板块与塔里木–中朝板块作用形成的南北向挤压应力场及东部的太平洋板块与塔里木–中朝板块作用形成的北西–南东向挤压应力场，控制了本区的地层展布、沉积建造，形成了本区北部以东西向构造为主、南部以

北东向构造占主导的构造格局，是本区构造演化的主要动力来源（曹代勇等，2001）。我国分布于中朝地台范围的石炭纪—二叠纪煤田形成于同一聚煤盆地，聚煤期后中生代变形才分开（李思田，1997）。华北石炭系—二叠系聚煤盆地即为这个巨型的克拉通盆地的一部分，盆地面积约 $120 \times 10^4 km^2$。在现代板块格局中，该盆地位于华北古板块板内，盆地北面为阴山古陆，南面为秦岭-大别古陆（图 1.2）。晚石炭世早期，乌兰格尔古隆起为古陆，将华北聚煤盆地分为东西两个亚盆地，海水由东西两个方向入侵；晚石炭世晚期乌兰格尔古陆下沉，两股海水汇合在一起形成了统一的华北聚煤盆地。也有观点认为，早二叠世以来华北板块与西伯利亚-兴蒙褶皱带发生聚敛碰撞形成冲断带和前陆盆地，华北地台在二叠纪已成为具有弧后性质的前陆盆地（孟祥化和葛铭，2001）。

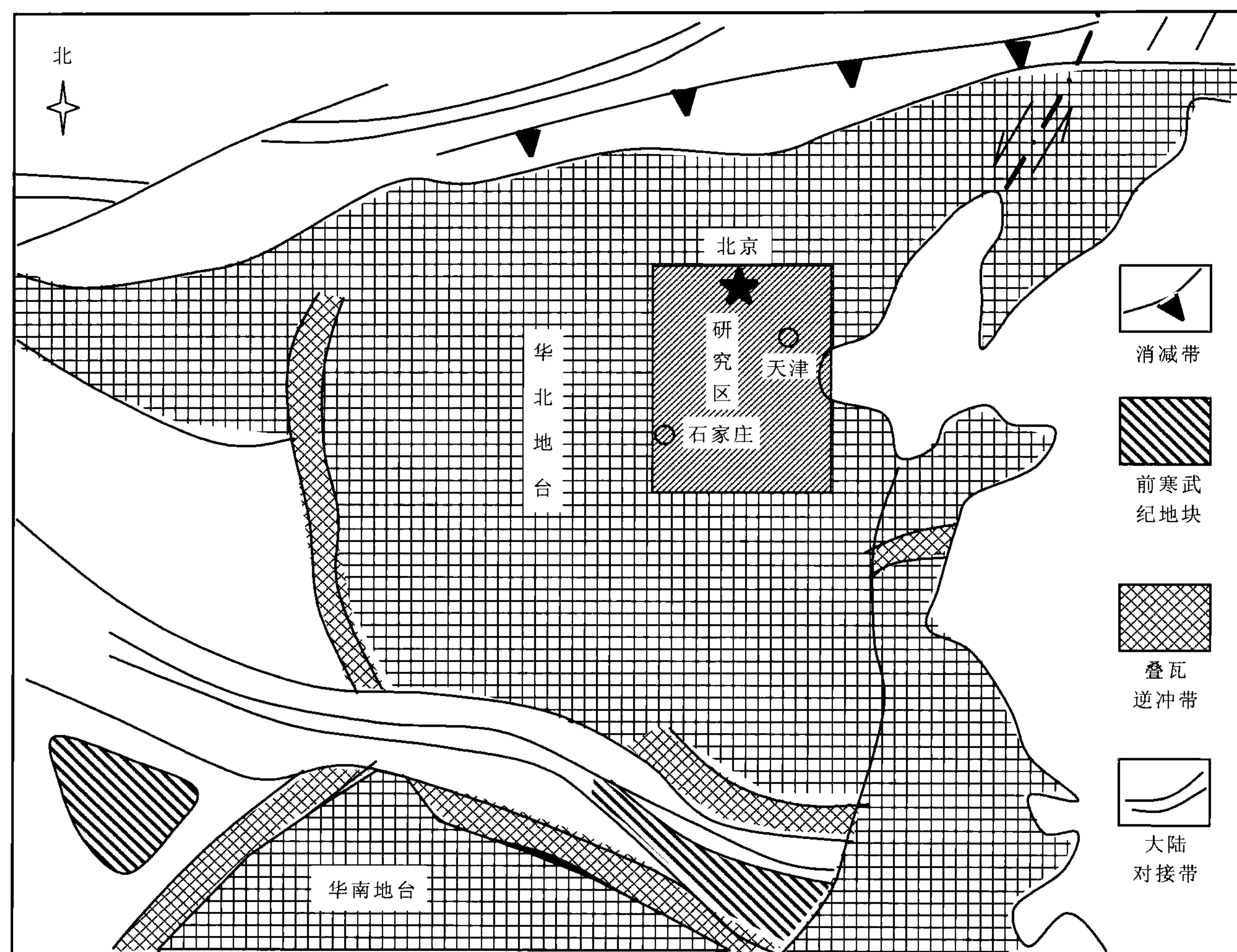


图 1.2　华北聚煤盆地大地构造背景示意图

Fig.1.2　Sketch tectonic map of North China coal-bearing basin

（据马文璞，1990；转引自程爱国等，2001）

1.1.1　华北聚煤盆地结构

华北聚煤盆地在结构上可分为结晶基底、稳定盖层和活化盖层。

结晶基底包括太古宇到古元古界，由一套变质岩系组成。太古宇包括古、中太古代的迁西群和新太古

代的阜平群、五台群，各群之间呈角度不整合接触；古元古界出露甘陶河群和东焦群，与下伏地层呈角度不整合接触。

稳定盖层包括中元古界到中三叠统，缺失上奥陶统－泥盆系。中、新元古界主要发育未变质或轻微变质的富镁碳酸盐岩，夹碎屑岩、粘土岩，厚约4500m；寒武系以碳酸盐岩为主，夹粘土岩及少量的碎屑岩，厚400～600m，与下伏地层假整合或超覆接触；奥陶系岩性为碳酸盐岩，厚约700m，与下伏地层整合接触；石炭系—二叠系自下而上由海陆交互相含煤沉积逐渐过渡为河流相红色碎屑岩沉积，与下伏地层假整合接触；中、下三叠统为含砾中粗粒砂岩、粉砂岩夹粉砂质泥岩及砾岩，厚477～1662m。

活化盖层包括上三叠统到第四系。上三叠统包括杏石口组、下花园组含煤岩系；下侏罗统为一套火山含煤或油页岩建造，中、上侏罗统、下白垩统在本区出露较少；中、上白垩统在研究区北部有部分出露，厚118～1818m，岩性为红色砂砾岩夹泥岩；第三系发育不稳定，包括中新统和上新统，厚度近千米，岩性为砾岩、砂岩和泥质岩等；第四系发育齐全，厚300～500m，堆积物类型十分复杂，由未胶结或半胶结的礁石、砂、粉砂、亚砂土、亚粘土及粘土等组成。

1.1.2 华北聚煤盆地古构造及古地理演化

华北聚煤盆地的形成与演化受大地构造的控制，空间上是大地构造格局中的一个组成部分，时间上是大地构造演化的阶段产物。

加里东构造阶段是华北地台盖层形成时期。早古生代基本上为陆表海沉积，其沉积特点为陆外有坪、坪外有滩、滩外为海、海外为槽，呈现出四周通洋的古地理格局（冯增昭，1990）。加里东阶段也是华北地台大陆边缘性质由被动大陆边缘向活动大陆边缘转化的时期，不同的构造运动在华北地台上造成了多个不整合面。

早加里东阶段大陆边缘不断增生，北缘曾形成褶皱带，华北地台持续稳定沉降。中奥陶世至早石炭世，华北地台主体部分全面隆升，是华北地台南北大陆边缘活动的结果。秦岭地区二郎坪群蛇绿岩套具有岛弧特征，反映了主动大陆边缘构造环境。王鸿祯（1990）指出，秦岭早、中奥陶世草滩沟群上下均为不整合，也证明了俯冲的存在。这一构造事件造成了华北地台长达1.5亿年的沉降间断，长期的风化、剥蚀、夷平和准平原化，使寒武系和奥陶系被强烈剥蚀，顶面为一古侵蚀面。它的基本特点是坡度极缓、岩溶发育、铁铝物质富集，它对于晚古生代层序地层界面性质、层序叠置方式、层序地层格架展布等都具有显著的影响。

海西构造阶段是华北聚煤盆地形成、演化的时期。其雏形可能在泥盆纪就已见端倪，西高东低的箕状态势可能是这一时期的产物。晚古生代古特提斯洋曾一度打开，古蒙古洋和古秦岭洋的相向俯冲作用得到了松弛（赵重远，1986；转引自程爱国，林大扬，2001），华北地台结束了长期的风化剥蚀状态，开始接收沉积。晚石炭世早期，由于古秦岭洋壳的俯冲作用加强，南华北地区发生翘隆，在加里东运动形成的西高东低的基础上，叠加南高北低的构造机制。此时，乌兰格尔隆起呈古陆状态，将华北盆地分为东西两个亚盆地。由于古郯庐断裂的活动，在盆地的东北部沿郯庐断裂最先接受滑石板期沉积，达拉期海水由东北向西南侵入，侵入范围遍及东华北亚盆地。西部亚盆地的海水来自西南，沉积物由西向东超覆在乌兰格尔古陆之上。

华北古板块北缘从加里东运动阶段至海西运动阶段是一个不断向北增生的过程，古蒙古洋壳的消减和俯冲作用使得华北古板块北部隆升形成阴山古陆，成为华北盆地的主要物源区。晚石炭世晚期这种隆升作用不断加强，使得整个华北古板块发生跷跷板式的升降移位，由南隆北倾机制转变为南倾北隆机制，并一直延续到晚二叠世，成为华北盆地的主体构造形式。晚石炭世乌兰格尔隆起呈水下隆起状态，海水由东南和西南两个方向入侵并汇合，至此，华北盆地成为一个完整、统一的盆地（图1.3）。中、晚二叠世海西运动进一步加强，古蒙古洋消失，华北古板块和西伯利亚古板块发生对接，其对接带为贺根山—索伦山，成为天山-阴山造山带的一个重要组成部分，海水由北而南退出，华北盆地由海陆交互相盆地转化为陆相盆地。

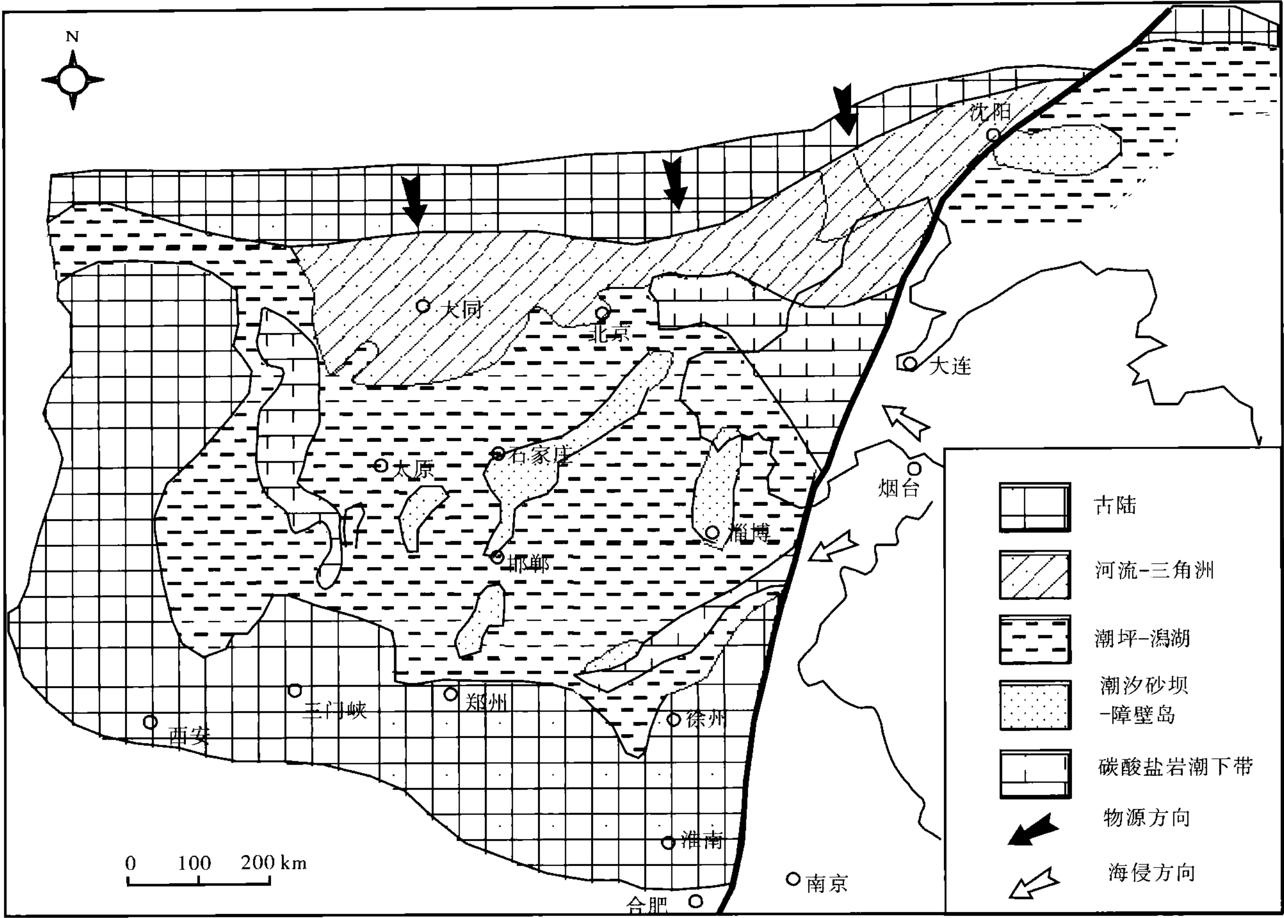


图 1.3　华北聚煤盆地晚石炭世晚期岩相古地理图

Fig.1.3　Sketch lithofacies palaeogeographical map of the late time of the Late Carboniferous in North China

（据尚冠雄，1993）

1.2 区域地层特征

1.2.1　岩石地层单位及空间分布

1.2.1.1 岩石地层单位

岩石地层单位一般划分为群、组、段三个级别，组是最基本的岩石地层单位，为空间上基本连续的岩性地层体。由于古构造、古纬度的控制，华北盆地地层的岩性、岩相、含煤性的特征分布具有明显的地域性和变化的规律性。为此，华北盆地晚古生代的岩石地层被划分为三个地层分区（汪曾荫，刘汉男等，1996；程爱国，林大扬，2001）：①北华北分区；②中华北分区；③南华北分区（图 1.4）。本次研究的范围包括中华北地层分区的太行山东麓地层小区和北华北分区的燕山南麓地层小区和兴隆—平泉地层小区，各地层小区之间的地层对比关系见表 1.1 及图 1.5 和图 1.6。下面参考河北煤田地质勘探公司❶资料，对研究区地层特征进行论述。

❶河北煤田地质勘探公司课题组，1990，华北晚古生代聚煤规律与找煤（河北省部分）（内部报告）

河北煤田地质局（武清海等），1994，河北省（含北京、天津市）煤炭资源预测与评价（第三次煤炭预测）（内部报告）

表 1.1 中华北与北华北地层小区石炭纪、二叠纪岩石地层对比简表

Table 1.1 Correlation of the Permo-Carboniferous rock strata between the north and middle of North China Plate

年代		中华北地层分区	北华北地层分区	
		太行山东麓地区	燕山南麓地区	兴隆—平泉地区
上二叠统 P_3	P_3^2	石千峰组	洼里组	
	P_3^1	上石盒子组二～四段	古冶组	
中二叠统 P_2	P_2^2	上石盒子组一段		
	P_2^1	下石盒子组	唐家庄组	茂山组
下二叠统 P_1	P_1^2	山西组	大苗庄组	荒神山组
	P_1^1	太原组上段	赵各庄组	喇嘛沟组
上石炭统 C_2	C_2^2	太原组下段		张家庄组
			开平组	北山组
	C_2^1	本溪组	唐山组	马圈子组

（据陈钟惠，1993；汪曾荫等，1996，修改）

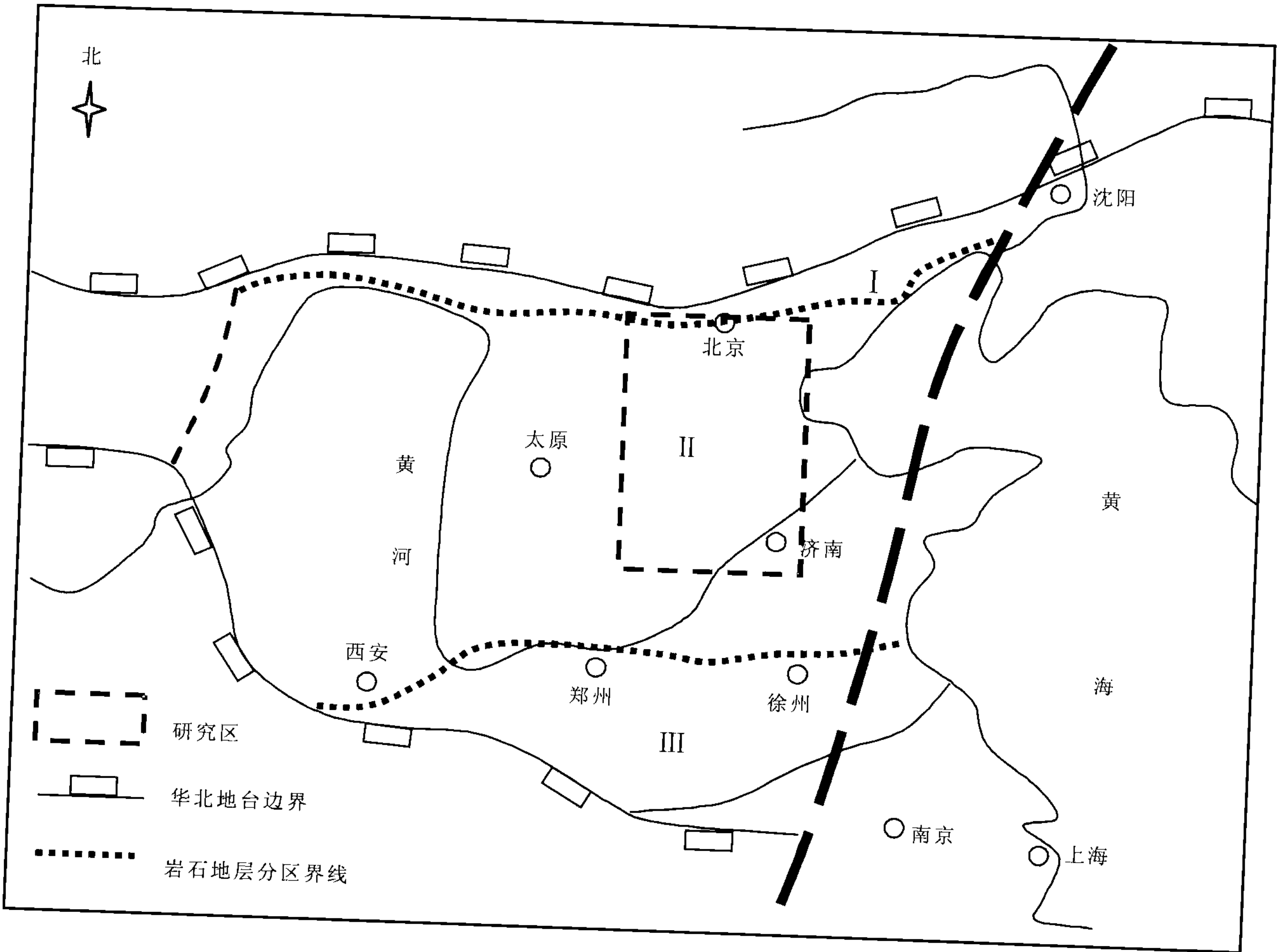


图 1.4 华北晚古生代岩石地层分区示意图

Fig.1.4 Schematic diagram showing litho-stratigraphical division of the Late Palaeozoic in North China

（据汪曾荫等，1996）

I—北华北地层分区；II—中华北地层分区；III—南华北地层分区

（1）太行山东麓地层小区

该地层小区主要分布在河北省南部石家庄以南地区，主要出露于峰峰、武安煤田、邢台煤田南部及井陉煤田。由下向上包括本溪组、太原组、山西组、下石盒子组、上石盒子组和石千峰组。

1）本溪组

本溪组主要出露于峰峰、武安煤田、邢台煤田南部及井陉煤田，地层出露较全，可见连续剖面，其他地区仅见零星露头。海陆交互相含煤沉积，主要由深灰色粉砂岩、砂质泥岩及铝土质岩组成，局部夹石灰岩及薄煤层。与下伏中奥陶统峰峰组呈平行不整合接触，底部普遍发育一层紫红色褐铁矿（亦称山西式铁矿），其上为一层浅灰夹紫红色鲕状（铁质）铝土岩（即“G层铝土”），该层铝土岩层位稳定，但厚度变化较大；下部为灰—深灰色粉砂岩、透镜状砂岩、夹紫红色泥岩及石灰岩1～4层，其中最上一层石灰岩厚度较大，一般3～5m，最厚达10m以上，富含动物化石；上部以灰—深灰色铝土质页岩、粉砂岩为主，夹炭质泥岩及薄煤层1～3层，其中一层较为稳定（峰峰地区俗称尽头煤），偶见可采点，一般无开采价值；顶部为尽头煤直接或间接顶板（厚约1m的石灰岩或粉砂岩）与上覆太原组分界。本溪组含丰富动植物化石，尤以石灰岩层中动物化石最为发育。

2）太原组

太原组为华北晚古生代含煤地层中最低的一层石灰岩之底至最高一层石灰岩之顶所含的一套海陆交互相含煤地层。如在典型剖面太原西山剖面中，太原组为最下一层畔沟灰岩之底至东大窑灰岩之顶的一套含煤地层。在河北省太行山东麓，太原组以大青灰岩之下8号煤层为底界，以3号煤层之上的一座灰岩为顶界的一套含煤地层。与下伏本溪组为连续沉积，岩性以深灰、灰黑色粉砂岩、粉砂质泥岩、泥岩及浅灰—灰白色细砂岩、中砂岩为主，夹石灰岩2～6层，含煤5～11层。石灰岩层数以峰峰武安煤田发育最全，可多达8层，自下而上称之为“下架灰岩”、“大青灰岩”、“中青灰岩”、“小青灰岩”、“伏青灰岩”、“山青灰岩”、“野青灰岩”、“一座灰岩”，其中以“大青”、“伏青”两层石灰岩最稳定，“小青”、“山青”次之，而“下架”、“中青”最不稳定，时而缺失。各层石灰岩之下均有煤层发育。石灰岩中产䗴类、小有孔虫、牙形刺、腕足、珊瑚等动物化石；泥岩及粉砂岩中产植物化石。

3）山西组

山西组指华北石炭系、二叠系中最上一层石灰岩之顶至骆驼脖子砂岩之底的含煤地层。在河北省太行山东麓地区山西组分布与太原组分布基本相同，以峰峰大淑村红沙沟、北大峪和临城竹壁沙坝沟出露最好，剖面较为连续，其他地区仅见零星露头。本组与下伏太原组上段为连续沉积。

山西组属陆相为主含煤沉积，与太原组为连续沉积，岩性主要为浅灰—深灰色粉砂岩、细砂岩、中粗砂岩，夹砂质岩及煤层1～3层，其中2号煤层（即大煤）为本区重要可采煤层，其发育在本组顶部或近顶部，南部厚度大而稳定，向北有分叉变薄的趋势。本组整体上厚度较小，横向变化不大，产丰富的植物化石。

4）下石盒子组

下石盒子组与山西组为连续沉积，在太行山东麓各大煤田均有分布，以峰峰北大峪、大椒村一带和临城沙坝沟发育最好。与下伏山西组为连续沉积，以底部一套黄灰色、灰白色中、粗粒砂岩（相当于太原西山的骆驼脖子砂岩）之底面与山西组分界，顶界以花斑色含铝土质鲕状泥岩（俗称桃花泥岩）或铝土岩之顶与上覆上石盒子组分界。

本段岩性以灰黄、黄绿、黄褐色中细粒砂岩、粉砂岩、页岩及砂质页岩为主，底部为中、粗粒砂岩，向上转变为粒度较细的细砂岩、粉砂岩和泥岩沉积，整体上粉砂岩和泥岩主要分布在上部，且占整段地层的较大比例，偶尔夹炭质页岩、煤线或薄煤层数层，未见可采煤层，含丰富植物化石。厚度变化较大，一般为90～120m。

5）上石盒子组

与下石盒子组连续沉积，底界为下石盒子组顶部桃花泥岩的顶面，顶界为石千峰组底含砾粗砂岩之底，属河流相沉积。按岩性自然组合特征自下而上分为四个岩性段：

一段：粉细砂岩互层段，下界为铝土岩顶板，上界为两段底含细砾的粗砂岩，厚75～130m，河流相沉

积，具河流相沉积二元旋回结构。岩性为灰绿、紫灰、杂色花斑泥岩，粉砂岩及灰绿灰白细砂岩，每一沉积旋回顶常有一层紫红或花斑状泥岩，在灰色及灰绿色泥岩及粉砂岩中富含植物化石，主要有大羽羊齿、太原栉羊齿、镰刀栉羊齿及科达等。

二段：砂岩段，以中粗砂岩为主，由多个多阶迁移的巨厚层状白色粗砂岩组成，夹灰绿及杂色花斑状粉砂岩夹层，本段顶经常沉积一层灰色粗砂或泥质粉砂，100～140m，颜色、岩性都易于识别，为标志层段，底界距2号煤250m左右。

三段：泥岩粉砂岩段，由暗灰紫色、灰绿色及花色泥岩铝土质泥岩组成，局部夹灰绿色或紫红色薄层中砂岩，厚55～75m，在富含铝土质泥岩中含泥质、锰铁质结核。

四段：厚度大，色杂，岩性组合规律性差，由暗紫色灰绿色泥岩、粉砂岩及灰白色、灰绿色中粗砂岩组成，局部夹紫色薄层砂岩，全段层理不明显，多呈厚层块状构造，厚175～200m。

6）石千峰组

发育一套红色砂砾岩沉积，厚175～200m，自下而上分四段：

一段：底砂岩，一套灰白色带青绿色色彩的含中、细砾粗粒砂岩，砾石岩性为石英岩和石英质砂岩，磨圆较好，分选很差，具混粒结构特征，泥质胶结，具韵律结构，与下伏上石盒子组地层冲刷接触，厚5～17m。

二段：酱紫色中细粒钙质砂岩与暗紫色泥质粉砂岩及血红色泥岩互层，厚约150m，旋回结构清楚，该段中普遍含石膏结核和片状、板状透明石膏晶体，晶体外围有天青蓝色扩散晕。

三段：湖泊相石灰岩，厚2～5m，灰白色带淡绿色及褐紫色斑，层理不清，紊乱结构，外貌呈块状、结核状、瘤状、网状及角砾状，含硅质及石膏质。

四段：暗紫色、棕红色泥质粉砂岩，具不清晰的水平层理，常带灰绿或翠绿色浑圆形珠斑或斑块，厚40～50m。

（2）燕山南麓地层小区

本区石炭、二叠系含煤地层分布于京西、三河、蓟玉、车轴山、开平、柳江等煤田。除京西、柳江和开平向斜西北翼出露较好外，其他煤田均为隐伏煤田。

1）唐山组

唐山组平行不整合于奥陶统马家沟组石灰岩之上。底部为不稳定的“山西式铁矿”层，其上为紫灰、浅灰色鲕状铝土质泥岩（G层铝土）；中上部以灰、深灰色泥岩、铝土质泥岩、粉砂岩为主，中细粒砂岩次之，夹石灰岩4～7层，其中稳定者4层，自下而上分别称K_1，K_2，K_3（亦称唐山灰岩），K_4，含不稳定薄煤层1～3层，均不可采。本组以K_4灰岩顶面与上覆开平组分界。厚度自西向东逐渐变厚，京西煤田厚11～56m，中下部含一层稳定海相砂岩，并发育海相动物化石，不含石灰岩，夹1～2层薄煤层；三河煤田厚58m，含石灰岩2～4层，薄煤层一层；蓟玉煤田厚60m，石灰岩3～4层，薄煤层一层；开平煤田和柳江煤田厚65～90m，顶部为一层石灰岩，其下含泥灰岩2层（有时相变为钙质泥岩或钙质粉砂岩），夹薄煤层1～3层。含丰富动植物化石。

2）开平组

开平组在阴山南麓地层小区中为主要含煤地层单位之一，在区内发育广泛，与下伏唐山组连续沉积，上界以K_6灰岩顶面与上覆赵各庄组分界，下界以K_4灰岩顶面与下伏唐山组分界。岩性以深灰、灰色粉砂岩、砂质泥岩、泥岩为主，夹细砂岩，含两层分布稳定的石灰岩，自下而下分别称K_5，K_6（又称赵各庄灰岩），含煤2～5层，自上而下编号为13#，14#，15#，16#，17#煤，其中K5，K6分别为14#，13#煤之顶板，14#煤为主要可采煤层，一般厚1.75m左右，15#煤为局部（或大部）可采煤层，其余煤层均未达可采厚度。

本组岩性、岩相及沉积厚度在各煤田间变化较大。柳江煤田整个开平组厚35～50m，无海相层，含煤3～4层，其中可采1～2层；开平煤田厚55m，夹石灰岩2层，含煤5层（局部达6层），稳定可采煤层一层，局部（或大部）可采1～2层；车轴山煤田厚50m，石灰岩2层，含煤4层，三河煤田厚约50m，石灰岩2层，含煤5层。本组产丰富的动植物化石。

3）赵各庄组

本组也是主要含煤段之一，平面分布与开平组相似，并与下伏开平组为连续沉积。顶界以11#煤顶板深灰色泥岩（或腐泥质泥岩）之顶与上覆大苗庄组分界，下界以K_6灰岩顶面与下伏开平组分界。岩性以深灰、灰色粉砂岩、泥岩、细砂岩及灰白、灰绿色中粗粒砂岩为主，含煤3～4层，自上而下编号为11#煤、12#煤（包括12#顶、12#底、12$_下$#），其中12#煤为主要可采煤层，一般厚3.65m，最厚可达15.66m。

赵各庄组地层厚度在阴山南麓地层小区内由东向西有变薄趋势，并且粗碎屑岩逐渐增多，含煤性亦渐好。开平煤田厚78m，含煤4层，含煤系数7%；车轴山煤田厚77m，含煤3～4层，含煤系数8%；蓟玉煤田厚63m，含煤3～4层，含煤系数12.5%。本组产植物化石，11#煤、12#煤顶板产动物化石。

4）大苗庄组

大苗庄组分布较为广泛，与下伏赵各庄组为连续沉积，上界以6煤顶板泥岩之顶面与上覆唐家庄组分界，下界以11#煤顶板深灰色泥岩（或腐泥质泥岩）之顶与下伏赵各庄组分界，岩性主要为深灰、灰色粉、细砂岩，灰、灰绿色沉凝灰岩、岩屑砂岩等，夹泥岩及炭质泥岩。中、下部沉凝灰岩普遍发育，含煤3～9层。本组产植物化石。

本组从西部三河煤田到东部开平煤田地层厚度变薄，含煤性变好，三河煤田厚114m，含煤5层；蓟玉煤田厚104m，含煤7层；车轴山煤田厚80m，含煤5层；开平煤田厚75m，含煤6层；柳江煤田厚60～120m，含煤3层。

5）唐家庄组

唐家庄组与下伏大苗庄组连续沉积，以紫红色鲕状铝土泥岩（亦称A层铝土）之项界，与上覆古冶组分界。岩性主要为灰白、灰绿色中、粗粒砂岩及深灰色粉砂岩，夹有不稳定薄煤层2～4层；底部为一层中粗粒砂岩，具斜层理，与下伏地层冲刷接触。本组厚度各煤田无明显变化规律，一般为200～243m。本组下部产植物化石。

6）古冶组

区域上与太行山东麓地层小区的上石盒子组相当，该组分上下两部分：上部为黄绿色、青灰色粉砂岩及泥岩与暗紫色中粗粒石英砂岩互层；下部以黄白、灰白色中—粗粒石英砂岩为主，夹紫红色泥岩及粉砂岩，距底约150m处为一层紫红色铁铝质泥岩（A_0层），含鲕粒，厚约8m，为该层段主要标志之一。底部以含砾粗粒石英砂岩与唐家庄组连续沉积，砾径5～20mm，次棱角到次圆状，成分为石英和燧石，局部地区（如钱家庄）含有A层燧石砾岩。本组厚267～417m。含丰富的植物化石。

7）洼里组

区域上与太行山东麓地层小区的石千峰组相当，为一套紫红色碎屑岩沉积地层，厚度大于800m。大致可划分为3个岩性带：上带薄层砂岩带厚度大于500m，为暗紫色黄白色中细粒砂岩，分选好，局部夹黑色细条带赤铁矿；中带砂岩粉砂岩互层带，厚度约90～110m，为暗紫红色粉砂岩与中细粒砂岩互层，局部夹薄层泥岩和粉砂岩，泥岩中含云母片，细砂岩中偶夹约10cm厚的燧石薄层；下带粉砂岩带，厚110～140m，以紫红色粉砂岩为主，间夹中细粒砂岩及泥岩，最底部为一层砾岩或砂砾岩，砾径20～40mm，磨圆好，成分为石英和燧石，与古冶组连续沉积。本组缺少化石。

（3）兴隆—平泉地层小区

石炭、二叠系含煤地层在本区分布于兴隆—平泉复向斜内，在向斜两翼兴隆、宽城缸窑沟、平泉杨树岭、松树台、狮子庙等地均有出露，尤以兴隆煤田最为发育，含煤性亦最好。剖面以鹰手营子为代表。兴隆煤田石炭、二叠系含煤地层包括：马圈子组、张家庄组、荒神山组及茂山组；而在宽城、平泉一带主要含煤层段为上石炭统，限于研究程度较低，未分到组。

1）马圈子组

该组横向上与河北南部的本溪组相当，假整合于中奥陶统马家沟组石灰岩之上，底部为一层复杂成分砾岩，往上为灰、灰白色砂岩、含砾砂岩和灰、灰黑色泥岩、砂质泥岩为主，夹铝土岩及不稳定砾岩，含煤3层，自下而上编号为11#，10#，9#，其中10#为局部可采煤层。本组厚69～120m。上覆张家庄组底部杂色砾岩亦称“北山砾岩”（有人称北山组），并以北山砾岩底面作为本组与上石炭统张家庄组的分界面。

2）张家庄组

本组与下伏地层马圈子组为连续沉积，岩性以灰白色砂岩和灰、灰黑色砂质泥岩及铝土质泥岩为主，含煤3层，自下而上编号为8#，7#，6#煤，其中6#煤较稳定，区内大部可采，7#，8#煤为局部可采煤层。本组厚23～55m。顶部为一层灰黑色海相泥岩亦称喇嘛沟页岩（有人称喇嘛沟组），并以其顶面作为与荒神山组之分界面。含丰富动物化石。

3）荒神山组

该组为兴隆煤田主要含煤层段，相当于河北南部的山西组。与下伏张家庄组为连续沉积。岩性主要为灰黑色砂质泥岩、泥岩及铝土质泥岩和灰白色中、粗粒砂岩，夹泥灰岩及根土岩，含煤2层，自下而上称5#，4#煤，其中4#煤为全区稳定可采煤层，平均煤厚10m，4#煤顶板粉砂岩、泥岩、泥灰岩中含丰富植物化石。本组厚50～120m，平均厚70m左右。上覆地层为茂山组。

宽城—平泉一带，含煤层段为上石炭统（未分到组），由于这一带处于聚煤盆地的北部边缘，因此岩性、岩相变化较大，含煤性亦不稳定。为以陆相为主的海陆交互相沉积，岩性以泥岩、铝土质粉砂岩及中粗粒砂岩、砾岩为主，夹炭质泥岩及煤层；底部为不稳定铁质泥岩（俗称山西式铁矿）或薄层砾岩。杨树岭井田地层平均厚195m，含煤5组（编号为A，B，C，D，E），其中A，B，C组为可采煤组，B组煤为全井田主采煤层，煤厚1.13～82.34m，A，C组为大部分可采煤层；松树台区地层平均厚98m，含煤3组（即主煤、次二煤、次一煤），其中主煤、次二煤为局部可采地层；缸窑沟平均厚63m，仅含一层可采煤层，且极不稳定。

4）茂山组

组名创建同上，茂山组在兴隆煤田分布较广，与下伏荒神山组为连续沉积，横向上相当于河北南部的下石盒子组。岩性以灰黄、黄绿色粉砂岩、中、粗粒砂岩及灰色、灰褐色泥岩、砂质泥岩为主，局部地区夹灰—深灰色沉凝灰岩、凝灰质砂岩、含砾砂岩。含煤1～3层，自下而上称3#，2#，1#煤，其中2#，3#煤为局部可采煤层，顶部产植物化石。总厚32～320m。

1.2.1.2 各地层小区岩石地层对比标志

本区石炭系、二叠系地层划分是以石炭纪、二叠纪古生物群特征及演化规律为基础，与华北地区山西太原西山石炭系、二叠系层型剖面为标准进行对比的，同时在各地层小区中又有不同的对比标志层，分述如下。

（1）太行山东麓地层小区地层对比的主要标志层

1）本溪组

山西式铁矿与G层铝土：在中奥陶统基岩风化面上形成的不规则的鸡窝状褐铁矿（即山西式铁矿），其上为紫红色鲕状（铁质）铝土岩（G层铝土）。该层位全区稳定，厚2～10m，一般3m左右。为本溪组底部明显标志。

下层石灰岩：位于本溪组下部，距该组底部5～15m。在邢台以北厚度大，一般为3～5m，最厚达10m以上，向南至峰峰武安煤田则相变为海相泥岩或尖灭。

顶部石灰岩：位于本溪组顶部，峰峰、武安煤田北部及以北各煤田均有分布，层位基本稳定，厚度不超过1m，有时相变为泥岩、铝土质泥岩或粉砂质泥岩，其下常发育一薄煤层，编号为10#煤（俗称尽头煤）。

2）太原组下段

9#煤（下架煤）：位于太原组近底部，为太原组最厚煤层，一般厚2m以上，最厚达14.7m。有时分叉或与8#煤合并。在峰峰、武安煤田及邢台煤田南部9#煤顶板为下架灰岩，向北相变为泥岩并逐渐尖灭。

大青灰岩与中青灰岩：这两层石灰岩均较稳定，位于太原组下部。大青灰岩厚度一般5m，其下为全区稳定、可采的8#煤。峰峰、武安煤田大青灰岩中部夹一燧石层，在灵山煤田相变为海相泥岩夹薄层石灰岩或透镜状石灰岩；中青灰岩下距大青灰岩2～5m，邢台煤田以南其厚度一般不超过1m，向北有增厚趋势，最厚可达2m。这两层石灰岩与8#，9#煤共同构成太原组下部特征明显的标志层段。

伏青灰岩：为$6^{\#}_{下}$煤直接顶板，全区层位稳定，厚1～2m，最厚达5m以上，区内由南向北逐渐变薄。

当缺失山青灰岩时，伏青灰岩之顶面可作为太原组上、下段的分界面。

3）太原组上段

野青灰岩：为4#煤（野青煤）直接顶板，位于太原组上段的中上部，厚1～1.5m，层位较稳定。在元北勘探区和井陉煤田常相变为海相泥岩，夹薄层石灰岩或透镜石灰岩，向北尖灭。

一座灰岩：位于本段顶部，其顶面与山西组分界，区内分布稳定。在邢台煤田以南为泥质灰岩，以北则相变为泥岩或泥质粉砂岩。其下为本区较为稳定可采的3#煤（一座煤）。

4）山西组

底部砂岩（相当于北岔沟砂岩）：位于山西组底部，较为稳定，其层位与太原西山的北岔沟砂岩相当。一般为中、细粒砂岩，有时相变为粉砂岩，厚度变化无明显规律。

2#煤（大煤）：位于山西组顶部或近顶部，为本组主要可采煤层，层位稳定。一般厚2～3m，最厚达8.9m，由南向北逐渐变薄，石家庄以北变为可采或局部可采煤层。

5）下石盒子组

底部砂岩：位于下石盒子组底部（相当于太原西山的骆驼脖子砂岩），由1～3层中粗粒砂岩组成，夹泥岩、粉砂质泥岩，厚20～30m。为2#煤直接或间接顶板，层位较稳定。

桃花泥岩：位于本组顶部，为灰白、蛋青色略带紫红色花斑的铝土质泥岩，富含铁硅质鲕粒及豆状颗粒，厚5～12m。层位稳定，特征明显，为区域对比的良好标志。

6）上石盒子组

底部砂岩：位于上石盒子组底部（相当于太原西山 K_6 砂岩）。

顶部泥岩：位于本组顶部紧临石千峰组底部砂岩处。以石千峰组底部砂岩底面为界。由暗紫色灰绿色泥岩、粉砂岩及灰白色、灰绿色中粗砂岩组成，局部夹紫色薄层砂岩，全段层理不明显，多呈厚层块状构造。本区南部见含海绵骨针硅质岩。

7）石千峰组

底部砂岩：一套灰白色带青绿色色彩的含中、细砾巨粒砂岩，砾石岩性为石英岩和石英质砂岩，磨圆较好，分选很差，具混粒结构特征，泥质胶结，具韵律结构，与下伏上石盒子组地层冲刷接触，厚5～17m。

顶部泥岩：暗紫色、棕红色泥质粉砂岩，具不清晰的水平层理，常带灰绿或翠绿色浑圆形珠斑或斑块，厚40～50m。

（2）燕山南麓地层小区地层对比的主要标志层

1）唐山组

G层铝土：位于本组底部，为奥陶系石灰岩风化残积和潟湖相沉积产物，具鲕状结构，呈灰白、紫灰色，厚1.8～10m。层位稳定，易于识别，为煤系底部良好标志层。

石灰岩层：本组自下而上含4层石灰岩（K_1，K_2，K_3，K_4）层位均较稳定，富含海相动物化石。K_2 厚度小于1m，有时相变为泥灰岩、钙质泥岩及粉砂岩；K_2下距 K_1 约10m，厚0.2～1.5m；K_3下（亦称唐山灰岩）距 $K_2$10～15m，厚大于2m，间夹钙质泥岩及粉砂岩；K_4下距 K_3 约10m，厚1～1.5m，有时相变为钙质粉砂岩夹透镜状石灰岩。K_4 之顶面为唐山组与开平组的分界标志。

2）开平组

本组明显标志为分布于中上部及顶部的 K_5，K_6 两层石灰岩，层位稳定，以含丰富 *Triticites* 为其特征。K_5 厚0.5～2m，为14#煤直接顶板，局部有时相变为钙质粉砂岩；K_6 为灰色厚层状石灰岩，厚1～1.5m，为12#$_{下}$煤间接底板。

3）赵各庄组

12#$_{下}$煤及顶板泥岩：12#$_{下}$煤位于该组底部，为较稳定的可采煤层，厚约1m，顶板为深灰～灰黑色海相泥岩，在开平、车轴山煤田厚2～5m，从蓟玉煤田向西逐渐变薄或尖灭。

12#煤：位于本组上部，为本区主要可采煤层，层位稳定。平均厚3.65m，最厚可达15.66m，12#煤具有厚度大，结构简单，硫分、灰分低的特点。

11#煤顶板泥岩：层位稳定，以富含黄铁矿散晶为特征，厚2～7m，局部为腐泥质泥岩，产海相动物化石，是本组顶部之良好标层。

4）大苗庄组

9#煤：位于大苗庄组下部，为本区重要可采煤层，层位稳定，与12#煤之间距一般为25～35m。9#煤厚度变化大，自东向西逐渐增厚，一般为3～4m，最厚可达19.72m。为本区重要的良好标志层。

凝灰岩层：本组含三层凝灰岩层，分布于9#煤上部、下部及8#煤上部。9#煤上凝灰岩为9#煤间接顶板，表面粗糙，质地疏松（俗称糟砂岩），物性特征明显；8#煤上凝灰岩以含分散状紫红色赤铁矿小斑点为特征，为8#煤层对比的重要标志。

6#煤及顶板泥岩：6#煤为本区稳定的可采煤层，一般厚0.5～0.7m。6#煤顶板为海相泥岩层，位于大苗庄组顶部，分布稳定，一般厚4～6m，岩石细腻，具贝壳状断口，含双壳类动物化石，为本区地层对比的良好标志。

5）唐家庄组

本组具显著特征的标志层为A层铝土，为一紫红色鲕状铝土质泥岩。位于唐家庄组顶部，并以此与上覆古冶组分界。厚5～10m，一般8m左右，层位稳定。

（3）兴隆-平泉地层小区地层对比的主要标志层

本小区为边缘相沉积，多为以砾岩为主的粗碎屑岩沉积，无海相石灰岩，各组岩性单一，特征较为明显。

1）马圈子组基底砾岩

本组底部主要为一套复成分砾岩，分选性差，磨圆好，铝土质、砂质胶结，夹灰、紫灰色铝土岩及不稳定的“山西式铁矿”，厚约8m。区内标志明显，易于识别。

2）张家庄组

底部砾岩亦称“北山砾岩层”，一般厚50m，主要由上、中、下三套砾岩组成，砾石为成分单一的石英岩，分选较好，层位稳定。

3）荒神山组

4#煤：位于本组中上部，为全区主要可采煤层，厚10m左右，层位稳定。顶板为泥岩或粉砂质泥岩，富含植物化石。

泥灰岩层；位于4#煤上3～5m（亦可视为4#煤顶板中的夹层），一般为1～2层，单层厚1～1.5m，层位稳定。

4）茂山组

本组发育全区可采的2#煤层，厚6m左右，位于茂山组上部，2#煤直接或间接顶板为凝灰质中、粗粒砂岩。2#煤较为稳定，为本区对比的重要标志。此外，本组含大量火山物质，如沉凝灰岩及中、酸性火山岩砾等，可作为本组对比的辅助标志。

1.2.2 煤岩层对比

本溪组与唐山组，它们底部均为紫红色鲕状铝土岩（G层铝土）或鸡窝状褐铁矿（山西式铁矿），层位稳定，可作为它们底界区域对比的明显标志。本溪组与唐山组顶部普遍发育石灰岩层，且动物化石䗴类、小有孔虫等可相对比，故以顶部石灰岩层作为它们的上界标志，并以此作为石炭系、二叠系煤岩层区域对比的基础。

太原组为海陆交互相含煤沉积，含主要可采煤层较多，标志层亦较明显，如石灰岩层、煤层本身特征及顶底板岩性特征等。在太行山东麓石灰岩层数多、厚度大，层位稳定，一般为煤层的直接顶板，易于对比；在燕山南麓石灰岩层数较少，集中于下部的开平组(K_5，K_6)，上部多为碎屑岩沉积，海相石灰岩不发育，仅局部有少量出现。太行山东麓南部的峰峰、武安煤田9#煤顶板为下架灰岩，向北相变为泥岩、粉砂岩，其

层位与燕山南麓的14[#]煤顶板K_5灰岩相当，这一点已被古生物䗴类、小有孔虫类化石带对比所证实。很显然这两层煤（9[#]与14[#]）亦是相当层位。同样道理，太行山东麓的6[#]煤与燕山南麓的12[#]煤亦可对比。因此可以基本上确定上述两区其他各煤层的对比关系。

山西组主要为过渡相含煤碎屑岩沉积。太行山东麓发育全区可采煤层2[#]煤，其直接顶板为中、粗砂岩（相当于太原西山骆驼脖子砂岩），在燕山南麓大苗庄组9[#]煤为全区主要可采煤层，间接顶板为凝灰质中粒砂岩，其层位二者可以对比，为2[#]煤与9[#]煤的对比标志层，可与兴隆煤田的2[#]煤对比。

另外，程东等（1996）将山西组和太原组的煤层进行了对比（表1.2），认为太原西山吴家峪灰岩与庙沟灰岩之间所含的煤层层位稳定，发育普遍，易于对比，主要分布在北华北。中西部地区煤厚2m以上，山西大同、和顺、武乡等地有大于6m的地段。厚度带的展布方向为南北向，大致与位于盆地西部的乌兰格尔隆起相平行，东北部的兴隆、柳江、北京为一薄煤区，常尖灭。太原西山北岔沟砂岩之上的2[#]及3[#]煤层所组成的煤组分布也较稳定，厚度较大，易于对比，全区大部分可采。煤厚一般2～8m，大于4m的地区主要分布于大同、朔州、浑源及唐山地区，以及豫西、豫北、鲁西南和安徽的局部地区。

表1.2 华北晚古生代部分地区下含煤建造煤层对比表

Table 1.2 Correlation of coal seams of lower coal measures of the Late Palaeozoic in North China

时代	煤组	煤段	南华北			中华北—北华北								
			禹州	淮北	徐州	临沂	鹤壁	峰峰	济宁	淄博	元氏	太原	京西	开平
P_1^2	D		二$_6$ 二$_2$		5	2		1		1$_上$ 1$_下$ 2	1 1	1		6～7
			二$_1$	10 11	7	3$_上$ 3$_下$	大煤	2	3$_上$ 3$_下$	3	2	2,3	小白煤 (2)	8,9
			一$_{19}$ 一$_{18}$		9 10						2$_下$	4	(4) 大白煤 (5上)	12$_{-1}$
P_1^1	C	C_2	一$_7$ 一$_6$ 一$_5$ 一$_4$ 一$_3$ 一$_2$	14 15	16 17 18 19 20	4～12 15	一座 野青 小青 伏青 小青 中青	4 5 6 6$_下$ 7	4 5 6 8 10 12 14 15	5 6 7$_{-2}$ 9	6$_下$ 7$_上$	5 6 7	大白煤 (5)	12$_{-2上}$ 12$_{-2下}$ 12$_下$
		C_1	一$_1$	16	21	16,17	大青	8	16					
C_2^2	B						下架	9	17	10$_{-1}$	8,9	8,9	无名煤 (6)	
										10$_{-2}$ 10$_{-3}$			臭煤 (7)	14 15

（据尚冠雄等，1993；程东等，1996，略改）

1.2.3 年代地层划分与对比

年代地层是指一个在特定时间间隔内形成并统一在一起的岩层体，地层单位以等时面为界。石炭系、二叠系的年代地层划分一直是个争论的问题，本文采用黄汲清（1987）的划分方案，即将石炭系、二叠系的界线划在*Pseudoschwagerina*䗴带之底，二叠系和三叠系界线采用古地磁资料分析结果，即将二叠系和三叠系界线置于古地磁正反极性反转的位置。内部界线划分采用石炭系二分和二叠系三分的方案。石炭系、二叠系内部各阶的具体划分采用汪曾荫（1995）、汪曾荫和刘汉男等（1996）的多重地层划分方案（表1.3）。

表 1.3　华北地台石炭纪—二叠纪年代地层系统及其对比

Table 1.3　Late Palaeozoic chronohorizon system and its correlation in North China Plate

地质时代			华北地层分区				华南
世	期	年龄 /Ma	年代地层			岩石地层(山西太原)	年代地层
T_1		215	三叠系	下统	哥里斯巴赫阶		下三叠统
P_3	P_3^2		二叠系	上统	长兴阶	石千峰组	长兴阶
	P_3^1	250			龙潭阶	上石盒子组二～四段	吴家坪阶
P_2	P_2^2			中统	卡赞阶 乌菲姆阶	上石盒子组一段	茅口阶
	P_2^1	259.7			空谷阶	下石盒子组	栖霞阶
P_1	P_1^2			下统	阿丁斯克阶 萨克马尔阶	山西组	龙吟阶
	P_1^1	290			阿赛林阶	太原组上段	
C_2	C_2^2		石炭系	上统	格泽尔阶 卡西莫夫阶	太原组下段	马平阶
	C_2^1	303			莫斯科阶	本溪组	达拉阶
		320			巴什基尔阶		滑石板阶

（据汪曾荫，1995；汪曾荫等，1996）

石炭系二分之后，在华北地台只有上统，包括巴什基尔阶（C_2^{1-1}）、莫斯科阶（C_2^{1-2}）、卡西莫夫阶—格泽尔阶（C_2^2），其中 C_2^2 与 C_2^1 的分界在太原西山为吴家峪灰岩。二叠系三分为上、中、下统，其中下统包括阿赛尔阶、萨克马尔阶和阿丁斯克阶，代表剖面为太原西山、禹州大风口的庙沟灰岩—东大窑灰岩。中统包括空谷阶、乌菲姆阶和卡赞阶。代表剖面禹州大风口、淮南刘庄。上统包括龙潭阶、长兴阶，龙潭阶地质时代为晚二叠世早期，即 P_3^1；长兴阶所限定的时限为晚二叠世晚期，即 P_3^2。

1.3 小结

本章首先总结了华北地台的大地构造特点和区域构造演化，明确了华北聚煤盆地沉积建造的大地构造背景，然后概述了研究区内（包括部分北华北地层分区和部分中华北地层分区）岩石地层特征，并概括总结了研究区内岩石地层对比标志及煤岩层对比特征，最后对当前华北聚煤盆地的年代地层划分对比方案进行了总结。从构造背景、地层特征及划分对比的归纳总结，明确了研究区的构造沉积背景，为层序地层研究奠定基础。

2 环渤海湾西部石炭系—二叠系沉积体系及沉积相

2.1 岩相类型及其特征

根据位于研究区北部的京西灰峪、开滦和位于研究区南部的河北省临城沙坝沟、峰峰矿区北大峪露头剖面以及钻孔岩心、岩屑录井资料看，研究区岩石类型多样，沉积构造、颜色丰富，所形成的岩相类型也比较多，既包括以中、细砂岩等碎屑岩为主的岩相类型，也包括以白云岩、石灰岩等碳酸盐岩为主的岩相类型。根据在露头剖面及钻孔岩心所观察到岩石的岩性、沉积构造等特征，研究区上石炭统至上二叠统共可划分 18 种岩相类型，现分述如下。

2.1.1 碎屑岩岩相类型及其特征

2.1.1.1 砾岩相

整体来看，研究区砾岩相发育较少，且分布层位和地区也有限。按岩石颜色、结构、成分、沉积构造等可细分出 4 种不同特征的砾岩相（表 2.1）。

表 2.1 石炭—二叠系砾岩相及其特征

Table 2.1 Characteristics and types of the conglomerate lithofacies of the Permo-Carboniferous

岩相类型		沉积构造及岩性简述		成因解释	主要分布层位
砾岩相	叠瓦状 粗砾岩相		灰白色巨厚层状，砾径2～20cm，砾石成分为石英和燧石，硅质胶结，次圆到滚圆状，分选中等到好，砾石呈叠瓦状排列，底面为冲刷面	滨海海滩沉积	本溪组
	递变 中砾岩相		灰白色巨厚层状，砾径0.5～4cm，砾石成分为石英及燧石，砾石次棱角状到次圆状，分选中等，深灰色泥质及砂质充填，砾石呈叠瓦状排列，底面为冲刷面	辫状河河床滞流沉积	山西组 下石盒子组
	槽状交错层理 细砾岩相		紫红色中层状砂质砾岩，砾径3～4mm，分选、磨圆中等—较好，发育槽状层理，有时含泥砾和泥质条带	辫状河河床滞流沉积	山西组 下石盒子组 上石盒子组
	泥砾岩相		灰黑色、灰黄色薄层状泥砾岩，由大小不等的泥砾组成，泥砾直径2～14cm	河床滞留 沉积	上石盒子组

叠瓦状粗砾岩相。灰白色、浅灰黄色巨厚层状砾岩，厚度横向变化大，呈大的透镜体，砾石成分以石英和燧石为主，硅质胶结，成分成熟度高；砾石直径2～20cm，一般4～6cm，次圆到滚圆状，分选中等到好，结构成熟度高。砾石呈明显的叠瓦状排列，属于滨海海滩相砾岩。发育于京西灰峪本溪组的底部，直接覆盖于下古生界奥陶纪石灰岩之上，底面为上古生界与下古生界的分界面，在研究区的其他地区未见该岩相发育。

递变中砾岩相。该砾岩相为紫红色、灰白色巨厚层状、厚层状、中层状中砾岩，砾石成分以白色石英及黑色燧石为主，砾石直径0.5～4cm，分选、磨圆中等－较好，砾石次棱角状到次圆状，砾石呈叠瓦状排列，深灰色泥质及砂质充填，剖面上一般向上变细并过渡为砂岩，与下伏岩层成冲刷接触，有时含泥砾和不明显的大型交错层理，为陆上辫状河河道滞流沉积形成的，主要发育于京西灰峪的山西组和河北南部临城沙坝沟的上石盒子组。

槽状交错层理细砾岩相。紫灰色、紫红色、浅黄褐色厚层、中层状细砾岩，砾石成分以石英为主，砾石直径3～4mm，分选、磨圆中等-较好，夹泥质条带，钙质胶结，有时含泥砾，发育槽状交错层理，主要为辫状河、三角洲辫状分流河道滞流沉积形成，见于京西灰峪的山西组和下石盒子组，在河北南部临城沙坝沟的上石盒子组也有此类岩相的发育。

泥砾岩相。灰黑色、灰黄色薄层状泥砾岩，由大小不等的泥砾组成，砾石大小为2～14cm。该类砾岩相比较少见，仅在京西灰峪和河北南部沙坝沟的上石河子组见到，主要为河流流经泥质沉积为主的区域，在河床底部形成薄层泥砾堆积，因此，属于河床滞留沉积。

2.1.1.2 粗砂岩相

同样根据颜色、厚度、岩性、结构等差异可将粗砂岩相划分出大型板状交错层理含砾粗砂岩相、槽状交错层理粗砂岩相、板状交错层理粗砂岩相等三种主要类型（表2.2）。

表2.2 石炭—二叠系粗砂岩相及其特征

Table 2.2 Characteristics and types of the coarse sandstone lithofacies of the Permo-Carboniferous

岩相类型		沉积构造及岩性简述		成因解释	主要分布层位
粗砂岩相	大型板状交错层理含砾粗砂岩相		灰黄色、紫色长石石英杂砂岩，含砾中粗粒长石石英砂岩，灰红色、灰色巨厚层状、厚层状含砾粗砂岩,分选、磨圆较好,发育大型槽状交错层理	辫状河河道	下石盒子组 上石盒子组
	槽状交错层理粗砂岩相		浅灰红色、灰黄色巨厚层状、中厚层状粗砂岩,见槽状交错层理,分选好,磨圆中等,发育槽状交错层理	辫状河河道、三角洲平原分流河道	山西组 下石盒子组 上石盒子组
	板状交错层理粗砂岩相		灰黄色巨厚层状、厚层状、中厚层状粗粒砂岩,发育大型板状交错层理及低角度交错层理,底部具冲刷面,有的底部含石英和燧石质砾岩,有的夹薄层细砂岩或含砾砂岩,钙质胶结为主,次为铁质胶结,颗粒次棱角状,分选差—中等	辫状河河道、曲流河边滩、三角洲平原分流河道	下石盒子组 上石盒子组

大型板状交错层理含砾粗砂岩相。灰黄色、紫色长石石英杂砂岩，含砾中粗粒长石石英砂岩，灰红色、灰色巨厚层状、厚层状含砾粗砂岩，砾石直径为0.5～1cm，分选、磨圆较好，发育大型槽状交错层理，有的局部含砾或在底部含泥砾。主要为辫状河心滩、三角洲辫状河道沉积。主要分布在上石盒子组，在泊古1井、东古1井、沧参1井、宫2井、宫1井的下石盒子组也有分布，另外，在新葛4井区在太原组下部也有发育。在部分地区的石千峰组底部也发育作为与上石河子组的分界。在地层中所占比例较大。

槽状交错层理粗砂岩相。浅灰红色、灰黄色巨厚层状、中厚层状粗砂岩，见槽状交错层理，分选好，磨圆中等，发育槽状交错层理。主要为辫状河河道、三角洲分流河道沉积。在北部主要分布在山西组下部和上石盒子组下部，在南部则主要分布在上石盒子组和下石盒子组上部。该类岩相在上古生界地层中分布较少。

板状交错层理粗砂岩相。灰黄色巨厚层状、厚层状、中厚层状粗粒砂岩，发育大型板状交错层理及低角度交错层理，底部具冲刷面，有的底部含石英和燧石质砾岩，有的夹薄层细砂岩或含砾砂岩，钙质胶结为主，次为铁质胶结，颗粒次棱角状，分选差—中等。该类岩相主要为辫状河河道、曲流河边滩、三角洲平原分流河道沉积，其分布与槽状交错层理粗砂岩相相近，主要分布在下石盒子组和上石盒子组。

2.1.1.3 中砂岩相

根据沉积构造、岩石结构、颜色等中砂岩相可细分为：平行层理中砂岩相、低角度交错层理中砂岩相、槽状交错层理中砂岩相、板状交错层理中砂岩相等四种主要类型（表2.3）。

表 2.3 石炭—二叠系中砂岩相及其特征

Table 2.3 Characteristics and types of the medium sandstone lithofacies of the Permo-Carboniferous

岩相类型		沉积构造及岩性简述	成因解释	主要分布层位
中砂岩相	平行层理中砂岩相	紫灰色厚层状中砂岩,砂体呈透镜状,具平行层理	河道滞流沉积	下石盒子组
	低角度交错层理中砂岩相	紫褐色巨厚层状中粗砂岩,浅灰色厚层状中细砂岩,见大型低角度交错层理,有时夹薄层深灰色泥岩,底部含泥砾和冲刷面	辫状河河道沙坝、曲流河河道、三角洲平原分流河道	山西组 下石盒子组 上石盒子组
	槽状交错层理中砂岩相	浅黄色、黄色、岩屑长石石英砂岩，紫灰红色巨厚层状中砂岩，灰白色厚层状中砂岩,局部含砾,发育大型槽状交错层理,底部见冲刷面	辫状河心滩、曲流河河道沉积、三角洲平原分流河道	山西组 下石盒子组 上石盒子组
	大型板状交错层理中砂岩相	灰黄色含砾中粒石英砂岩,紫灰色巨厚层状中粗粒长石砂岩,灰黄色巨厚层状中粗粒长石石英砂岩,分选、磨圆中等—较好,发育大型板状交错层理,底部具冲刷面	曲流河边滩、障壁沙坝、河道沙坝	山西组 下石盒子组 上石盒子组

平行层理中砂岩相。紫灰色厚层状中砂岩，砂体呈透镜状，具平行层理，铁质胶结。主要为分流河道沉积，主要分布在下石盒子组。

低角度交错层理中砂岩相。紫褐色巨厚层状中粗砂岩，浅灰色厚层状中细砂岩，见大型低角度交错层理，有时夹薄层深灰色泥岩，底部含泥砾和冲刷面。主要为辫状河河道沙坝、曲流河河道、三角洲平原分流河道沉积。主要分布在山西组、下石盒子组和上石盒子组。

槽状交错层理中砂岩相。浅黄色、黄色、岩屑长石石英砂岩，紫红色巨厚层状中砂岩，灰白色厚层状中砂岩，局部含砾，发育大型槽状交错层理，底部见冲刷面。主要为辫状河心滩、曲流河河道、三角洲平原分流河道沉积。在山西组、下石盒子组和上石盒子组都有分布。

板状交错层理中砂岩相。灰黄色含砾中粒石英砂岩，紫灰色巨厚层状中粗粒长石砂岩，灰黄色巨厚层状中粗粒长石石英砂岩，分选、磨圆中等—较好，发育大型板状交错层理，底部具冲刷面。主要为曲流河边滩、障壁沙坝、河道沙坝沉积，该类岩相的分布与上述两个岩相类型相近。

2.1.1.4 细砂岩相

细砂岩相在碎屑岩岩相中所占比例虽较小，但在地层中的分布较广，在石炭系本溪组—上二叠统的石千峰组均有不同程度地发育，主要发育在山西组、下石盒子组和上石盒子组。根据特征的差异性可分出平行层理细砂岩相、槽状交错层理细砂岩相和沙纹层理细砂岩相等三种主要类型（表 2.4）。

平行层理细砂岩相。褐灰色、灰色、灰黄色厚层状、巨厚层细砂岩，通常含大量植物茎化石，平行层面排列，发育平行层理或断续状平行层理。主要为河流天然堤、河口坝或滨岸沉积。

表 2.4 石炭—二叠系细砂岩相及其特征

Table 2.4 Characteristics and types of the fine sandstone lithofacies of the Permo-Carboniferous

岩相类型		沉积构造及岩性简述	成因解释	主要分布层位
细砂岩相	平行层理细砂岩相	褐灰色、灰色、灰黄色厚层、巨厚层状细砂岩,通常含大量植物茎化石,沿层理面排列,发育平行层理或断续状平行层理	河流天然堤、河口坝或滨岸沉积	山西组 下石盒子组 上石盒子组
	槽状交错层理细砂岩相	灰黄色、灰紫色巨厚层状、中厚层状细砂岩,有时夹粉砂岩,局部菱铁质胶结,发育槽状交错层理,底部见冲刷面	三角洲平原分流河道、前缘水下分流河道等沉积	山西组 下石盒子组
	沙纹层理细砂岩	灰黄色厚层状中细砂岩,浅灰色中厚层状细砂岩,发育低角度交错层理及沙纹层理,见菱铁质结核,生物遗迹发育,并含动物化石和植物化石	砂坪、滨岸、决口扇沉积	太原组 下石盒子组 上石盒子组

槽状交错层理细砂岩相。灰黄色、灰紫色巨厚层状、中厚层状细砂岩，有时夹粉砂岩，局部菱铁质胶结，发育槽状交错层理，底部见冲刷面。主要为三角洲平原分流河道、前缘水下分流河道等沉积。

沙纹层理细砂岩相。灰黄色厚层状中细砂岩，浅灰色中厚层状细砂岩，发育低角度交错层理及沙纹层理，见菱铁质结核，生物遗迹发育，并含动物化石和植物化石。主要为砂坪、滨岸、决口扇沉积。

2.1.1.5 粉砂岩相

粉砂岩相根据其特征可分为生物扰动粉砂岩相和含植物碎片粉砂岩相两种主要类型（表 2.5）。生物扰动粉砂岩相一般为深灰色、灰色中、厚层状粉砂岩，发育沙纹层理或水平层理，含生物扰动构造、生物潜穴、生物化石碎片，为潮坪（砂坪）、滨岸、三角洲前缘河口坝沉积，其中潮坪（砂坪）环境主要分布于平缓海岸的潮间带及潮下带上部的地带，是海陆交互作用的沉积地貌，以粉砂沉积为主（王颖和朱大奎等，2003），该类岩相主要分布在本溪组、太原组和山西组。含植物碎片粉砂岩相一般为灰色、灰黄色、紫灰色、紫红色中、厚、巨厚层状粉砂岩，发育明显或不明显的沙纹层理和水平层理，含大量植物碎片或植物根、茎化石，主要为泛滥盆地、河漫滩、决口扇沉积，该类岩相主要分布在下石盒子组、上石盒子组和石千峰组。

表 2.5　石炭—二叠系粉砂岩相及其特征

Table 2.5　Characteristics and types of the siltstone lithofacies of the Permo-Carboniferous

岩相类型		沉积构造及岩性简述		成因解释	主要分布层位
粉砂岩相	生物扰动粉砂岩相		深灰、灰色中、厚层状粉砂岩,发育沙纹层理或水平层理,含生物扰动构造、生物潜穴、生物化石碎片	潮坪（砂坪）、滨岸、河口坝沉积	山西组 太原组 本溪组
	含植物碎片粉砂岩		灰色、灰黄色、紫灰色、紫红色中、厚、巨厚层状粉砂岩,发育明显或不明显的沙纹层理和水平层理,含大量植物碎片或植物根、茎化石	泛滥盆地、河漫滩、决口扇沉积	下石盒子组 上石盒子组 石千峰组

2.1.1.6 泥岩相

根据泥岩的岩性特征和颜色，可将泥岩相细分为紫红色、紫灰色块状泥岩相，灰色、深灰色泥岩相和炭质泥岩相。其中紫红色、紫灰色块状泥岩相一般为河流相的泛滥盆地沉积，灰色、深灰色泥岩相形成的水体较深，一般为浅湖、潟湖、泥坪沉积环境，而炭质泥岩相则主要形成于各种积水的沼泽中，如河流相的牛轭湖、河漫沼泽、三角洲分流间湾泥炭沼泽、潮坪中的泥炭沼泽等。紫红色、紫灰色块状泥岩相主要分布在下石盒子组和上石盒子组，灰色、深灰色泥岩相主要分布在本溪组、太原组和山西组，而炭质泥岩相主要分布在太原组和山西组。

2.1.2 碳酸盐岩岩相类型及其特征

研究区在太原组和本溪组发育多层碳酸盐岩，在峰峰矿区就多达 8 层，自下而上称之为“下架灰岩”、“大青灰岩”、“中青灰岩”、“小青灰岩”、“伏青灰岩”、“山青灰岩”、“野青灰岩”、“一座灰岩”，其中以“大青”、“伏青”两层石灰岩最稳定，“小青”、“山青”次之，而“下架”、“中青”最不稳定，时而缺失。这些碳酸盐岩主要是生屑泥晶灰岩，含大量海相动物化石，在岩层面通常有生物扰动构造，厚度不等。因此，将其命名为生屑泥晶灰岩相，主要为碳酸盐岩潮下带或局限台地沉积，该类岩相在研究区北部的新葛 4 井—庄古 1 井一带和河北南部分布层数较多、总厚度较大。

2.2 沉积体系及其沉积相特征

前人研究表明，华北地台石炭系—二叠系发育一套由海向陆过渡的海陆交互相含煤岩系，晚石炭世为一套滨外碳酸盐岩陆棚与障壁砂坝混合沉积体系沉积，早二叠世早期发展为三角洲沉积体系，到早二叠世晚期及晚二叠世早期，基本为一套陆相冲积沉积体系，到晚二叠世晚期，发育一套陆相河流—湖泊沉积。

在野外剖面、钻孔岩心宏观沉积相分析及岩相类型的归纳总结基础上，根据各类岩相在垂向上的组合关系及在平面上的分布，识别出5种沉积沉积体系11种沉积相类型（表2.6）。

表2.6　环渤海湾西部石炭系—二叠纪沉积体系及沉积相单元一览表

Table 2.6　Permo-Carboniferous sedimentary systems and facies in the western peri-Bohai bay area

沉积体系		沉积相	沉积单元
滨外碳酸盐岩陆棚体系		滨外碳酸盐岩陆棚相	碳酸盐岩潮下带
障壁—潟湖—潮坪沉积体系		滨外泥质陆棚相	
		障壁砂坝相	下临滨、上临滨
		冲越扇相	
		潮道相	
		潟湖相	潟湖沼泽、障后沼泽
		潮坪相	砂坪、混合坪、泥坪、潮坪沼泽
浅水三角洲沉积体系		上三角洲平原相	河道、天然堤、决口扇、泛滥盆地、河漫湖泊、河漫沼泽
		下三角洲平原相	分流河道、天然堤、分流间湾、间湾沼泽
		三角洲前缘相	河口坝、远砂坝
		前三角洲相	前三角洲泥
河流沉积体系	曲流河	河床亚相	河床滞留沉积、边滩沉积
		堤岸亚相	天然堤、决口扇沉积
		泛滥盆地亚相	河漫滩、岸后沼泽、河漫湖泊
	辫状河	河床亚相	河床滞留沉积、心滩沉积
		泛滥盆地亚相	河漫滩
湖泊体系		滨浅湖相	滨岸砂坝、湖滨沼泽

2.2.1　河流沉积体系及沉积相

河流体系在含煤岩系中占有重要的位置，各种类型的含煤岩系中均有发育。在长期沉降的潮湿地区，河流所携带的沉积物大量堆积下来，在河流中、下游，尤其是在近海地区形成冲积平原。河流沉积体系可以细分出次一级沉积相类型，如河床、浅滩、天然堤、河漫滩和决口扇等，其沉积物各具特色。在太行山东麓及燕山南麓晚二叠世上石盒子组和石千峰组中以及北京、兴隆地区的早二叠世晚期到晚二叠世的与下石盒子组、上石盒子组及石千峰组相当的地层中广泛发育河流沉积。按泛滥盆地发育程度可将河流沉积体系再划分为曲流河和辫状河，其中辫状河河道砂岩发育，泛滥盆地不太发育，砂泥比较高；曲流河则相反，沉积相单元包括河床滞流沉积、边滩（或心滩）、天然堤、决口扇、泛滥盆地等沉积单元，在垂向上表现为向上变细的正粒序结构（图2.1）。

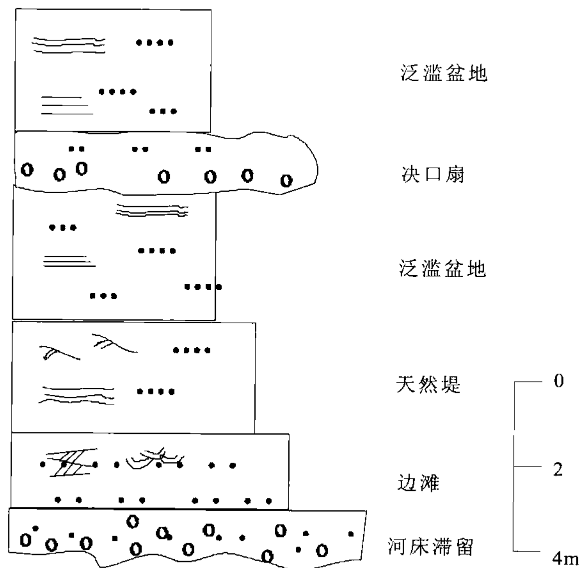


图2.1　沙坝沟剖面河流沉积垂向序列

Fig.2.1　Fluvial sedimentary sequence at Shabagou section

2.2.1.1 河床滞留沉积

河流携带沉积物的粒度变化范围很宽，除了悬移的粉砂、泥质等组成上部沉积旋回的物质以外，砂是最主要的沉积对象。粗的砾石碎屑的搬运是很缓慢的，它只是在河水流量最高峰的时期作短距离的搬运。因此，在正常的情况下，由于流水的冲刷与分选作用，细粒的物质不断地被带走，而粗粒的砾石则残留在河床底部，呈透镜体产出，谓之河床滞留沉积。它常常位于河流沉积剖面的底部，向上逐渐过渡为边滩或心滩沉积。

河床滞留沉积发育槽状交错层理细砾岩相和大型板状交错层理含砾粗砂岩相，岩石类型以细砾岩、含砾粗砂岩为主，分选和磨圆差—极差，成分成熟度低，块状层理，与下伏岩层呈冲刷接触，砂体形态多呈小的透镜体，砾石且明显的定向排列，其最大扁平面倾向河流上游。

2.2.1.2 边滩沉积

边滩是曲流河最主要的流水地貌，是河床侧向迁移作用的必然产物。河水在河道中呈螺旋状前进，并不断对外岸进行冲刷侵蚀，又由于横向环流将河流中的搬运物带到内岸沉积下来。开始仅仅形成浅滩，随着河流的不断侧向迁移，浅滩也不断增长，并在河流内弯部分形成宽阔的边滩。底流在侧向运动中的强度是逐渐减弱的，因而引起了搬运物的机械分异作用。在边滩下部，也是比较靠近河心的部位，沉积的是较粗粒的碎屑，在离河心更远的边滩上部，则沉积的是较细粒的物质。边滩沉积的厚度近似于河床的深度，其宽度则决定于河流的大小，河流大的边滩发育就宽阔。

在环渤海湾西部，边滩沉积以发育板状、槽状交错层理粗砂岩相和槽状交错层理中砂岩相为代表，岩性主要为中粗粒长石石英砂岩，成熟度较低，杂基含量较高。粒度概率曲线一般成两段式，有跳跃总体和悬移总体组成（图 2.2），跳跃总体含量占 75% 左右，沉积构造发育有大型板状交错层理及侧向迁移交错层理，也可见到槽状交错层理，反映为单向式水流条件。

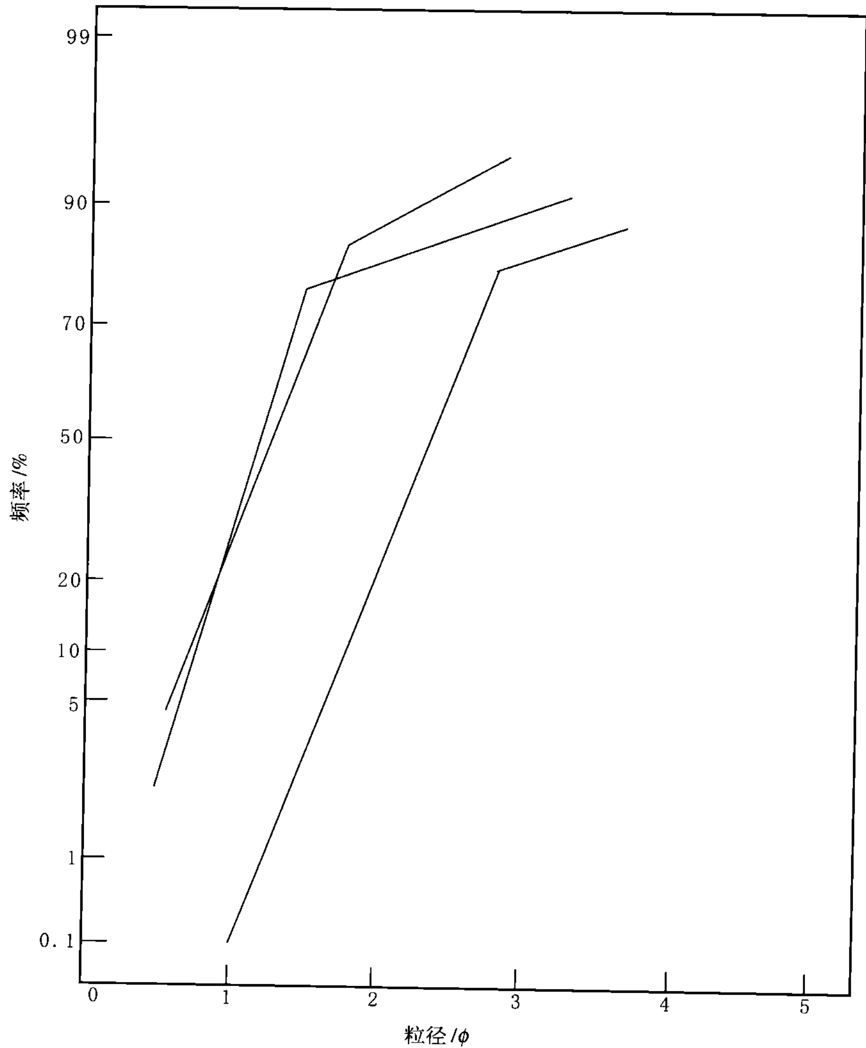


图 2.2　边滩粒度概率曲线图（羊东 2 井）
Fig.2.2　Size distribution diagram of point bar
（据窦建伟，1997）

2.2.1.3 天然堤沉积

天然堤的形成是由于洪水期河水漫过河岸，当河水变浅、流速降低时，大量河水携带的搬运物质很快在岸边沉积下来，形成天然堤。天然堤沉积的岩石的粒度比边滩细，比远离河道的洪泛盆地沉积要粗，主要是由粉砂岩与泥质岩组成，在岩性组合上最突出的特点是粉砂质层与泥质层组成薄互层，砂岩层一般厚几十厘米，泥岩层一般厚几厘米至几十厘米。

在环渤海湾西部，天然堤沉积以发育平行层理细砂岩相和沙纹层理细砂岩相为代表，由细粒长石质石英砂岩和粉砂质泥岩及泥岩组成，见平行层理及沙纹层理，含少量的植物碎片及根化石，偶见生物潜穴。

2.2.1.4 决口扇沉积

在高水位时，过量的洪水冲决天然堤，并在堤岸靠平原一方的斜坡上形成树枝状水系的舌状堆积物，称为决口扇。决口扇有时可以延伸到邻近的河漫盆地中。决口扇沉积是一种舌状体的砂体，剖面上呈透镜体状。厚度一般不大，从十几厘米到几米。粒度常常都比与之相连的堤岸沉积要粗，主要为细砂及部分粉砂粒级物质组成。层理主要是各种小型交错层理，局部可以为中型的交错层理。其他的常见构造有冲刷与充填构造，以及植物或其他化石遗体，它们都是河水带来的。研究区的决口扇沉积岩性主要由粗粒砂岩、中-细粒砂岩组成，砂体在横向上表现为延伸不太远的透镜体，具典型的小型沙纹层理，与下伏岩层常有冲刷现象。

2.2.1.5 泛滥盆地沉积

泛滥盆地是冲积平原上位置最低的部分，包括河漫湖泊和河漫沼泽，河漫湖泊与一般的沉积盆地一样。主要是洪水期流水带来的悬移载荷的沉积。河漫湖泊的大小、形状和位置决定于冲积平原的发展历史，一般长度比宽度大得多。

在研究区，泛滥盆地沉积以发育含植物碎屑粉砂岩相和紫红色、紫灰色块状泥岩相为特征，泛滥盆地微洪水泛滥形成的广阔平坦的河漫沉积区，主要由垂向加积的细粒沉积物组成，一般由互层的泥岩、粉砂质泥岩和粉砂岩组成，局部发育水平或水平波状层理，含丰富的植物化碎片及根化石。根据沉积物的特征，又可细分为河漫滩、河漫湖泊和岸后沼泽（河漫沼泽），其中河漫滩以砂质沉积物为主，河漫湖泊以泥质沉积为主，而岸后沼泽也以泥质沉积为主，但一般都有泥炭沉积，形成煤线或煤层。

2.2.2 三角洲沉积体系及沉积相

三角洲是地质学中最古老的概念之一。三角洲一词早在公元前400年就由Herodotus等人使用，他们发现尼罗河口冲积平原在形态上像希腊文字母“Δ”，从那时起三角洲这一术语就产生了。三角洲的最初定义是Barrel（1912）提出，认为“三角洲是由注入或仅靠永久性水体的河流所建造的部分属于陆面上的沉积体”。许靖华（1979）对三角洲进行定义：一条河流入海和入湖的河口部分，坡度渐平缓，沉积物大量堆积，河流形成许多分流，通常把第一个分支以下经常受到河流影响的沉积区称为三角洲。一般来说，在河流与海洋或湖泊的汇合处沉积成锥形的沉积体，即三角洲。三角洲是一个以陆源碎屑沉积占优势的区域，属于海陆过渡环境。三角洲沉积体是河流作用和海洋作用在河口地区相互影响的结果，其发育状况的最重要因素是河流供给大量沉积物和沉积区的下沉。理想的三角洲形状是锥形的，然而很难达到理想形状。受气候、水流量、沉积负载、河口作用过程、波浪、潮汐、水流、风、陆棚斜坡以及沉积盆地的构造及几何形态等多种作用的影响，三角洲沉积地区的环境极为复杂，河流分叉后，从第一个分叉开始起算进入该区沉积范围，在分流河道之间尚有湖泊、沼泽沉积体，靠近海岸尚有滨海沉积物混入。因此三角洲环境的沉积物为一混合体，称为三角洲体系。

在研究区，三角洲沉积主要发育于早二叠世早期，本区三角洲体系总体属于浅水三角洲，其特征是三角洲平原沉积发育，三角洲前缘和前三角洲沉积相对不太发育。垂向上，旋回性清楚，表明受海平面变化影响明显。煤层比较发育，横向分布上连续。三角洲体系包括上三角洲平原、下三角洲平原、三角洲前缘、

前三角洲及三角洲间湾等沉积相。

2.2.2.1 上三角洲平原相

为三角洲沉积的陆上部分，范围从河流大量分叉位置至海平面以上的广大河口区，是与河流有关的沉积体系在海滨区延伸。其沉积环境和沉积特征与河流相有较多共同之处，在一定程度上为河流相的缩影。岩性主要为砂岩、粉砂岩、泥岩（包括泥炭、煤等）。砂质沉积与泥炭、煤共生是该相的重要特征。砂质碎屑的分选性差，粒度概率曲线与河流相近似。层理构造复杂，视环境不同而异，见雨痕、干裂、足迹等层面构造。生物化石少，且多为淡水动物化石和植物残体。岩体呈透镜状，横向变化大。分流河道和沼泽沉积构成该亚相的主体，这是与一般河流的重要区别。上三角洲平原相可近一步分为分流河道、天然堤、决口扇、泛滥盆地（沼泽、淡水湖泊）等沉积类型。

在研究区，上三角洲平原沉积发育于峰峰、临城、元氏、大城及唐山一带的下石盒子组以及京西、天津宝坻以及兴隆一带的与山西组相当的地层中。上三角洲平原特征基本上与曲流河体系相同，只是在横向上会过渡为下三角洲平原及水下三角洲，上三角洲平原一般包括分流河道、天然堤、决口扇及泛滥盆地等沉积单元。

（1）分流河道沉积

该相构成上三角洲平原上的主体，在本区下石盒子组比较发育，主要发育低角度交错层理中砂岩相和槽状交错层理中砂岩相，岩石类型以中粒砂岩为主，分选中等—较差，具向上变细的正粒序，底部为含砾粗砂岩组成的滞积层和明显的冲刷面，发育大型板状、槽状交错层理。垂向上常与天然堤和泛滥盆地共生。

（2）天然堤沉积

发育在河道堤岸的两侧，垂向上位于分流河道之上，是在洪水期由洪水中悬浮的较粗物质在河道两岸堆积而成。发育平行层理细砂岩相和沙纹层理细砂岩相，岩石类型主要为粉砂岩和细砂岩。具小型交错层理、平行层理，局部可见生物搅动构造。

（3）决口扇沉积

岩性主要为细砂岩及泥质粉砂岩，是由于切过河岸天然堤的树枝状水系形成的。因为快速堆积，所以岩石中碎屑分选和磨圆度差，成熟度低，常含较多的杂基，见有小型槽状交错层理及沙纹交错层理，有时具水平层理，平面上呈扇形，剖面上呈小型透镜状。

（4）泛滥盆地沉积

发育含植物碎片粉砂岩相、灰色、深灰色泥岩相和炭质泥岩相，以湖泊、沼泽沉积为主体，岩石类型由泥岩及粉砂质泥岩组成，含少量的植物化石和碎片，常见有菱铁质结核，沉积构造多水平层理、水平波状层理或块状层理。

2.2.2.2 下三角洲平原相

下三角洲平原是上三角洲平原的水下延伸部分。在分流河道向海延伸的过程中，河道加宽，深度减小，分叉增多，流速减缓，堆积速度增大。沉积物以砂、粉砂为主，泥质极少。常发育交错层理、波状层理及冲刷—充填构造，并见有层内变形构造。砂体横剖面呈透镜状，侧向变为细粒沉积物。

下三角洲平原是由与决口扇沉积作用、分流间湾充填沉积作用以及水下和地表物质形成的天然堤有关的作用而形成，因此其特征是河道显著地分流，分流间湾发育。分流河道沉积在垂向上和侧向上与分流间湾沉积有密切关系，分流间湾沉积以深灰色至黑色泥岩为主，也有不规则分布的石灰岩和菱铁矿。

在分流间湾充填序列的顶部，常为具流水沉积构造的砂岩，反映随着间湾的充填、变浅，水动力条件逐渐变强。同时，决口作用形成的粗粒决口扇沉积也常常出现在分流间湾沉积中，当海湾充填到一定程度时，能够生长植物并堆积泥炭。在下三角洲平原环境，由于海水的经常涉入，因此常常见到从咸水到正常海水的动物化石。

研究区的下三角洲平原相包括分流河道、天然堤及分流间湾等沉积单元。

（1）分流河道沉积

以冲刷面及大型板状交错层理及大型槽状交错层理的向上变细的中粗砂岩、细砂岩、粉砂岩及泥岩为代表，主要发育低角度交错层理中砂岩相和槽状交错层理中砂岩相，冲刷面上常见树干化石及泥砾，古水流方向以单向为主，在近河口处，古水流方向常发生变化。颗粒搬运方式以跳跃和悬浮搬运为主，粒度概率曲线有跳跃总体和悬浮总体组成（图2.3a），悬浮总体含量8%～30%，跳跃总体含量65%～90%，细截点位置1.4～2.5mm，平均粒径1.6mm，水下分流河道常呈块状，粒序性不甚清楚，电测曲线形状多呈箱形，有些也呈钟形。

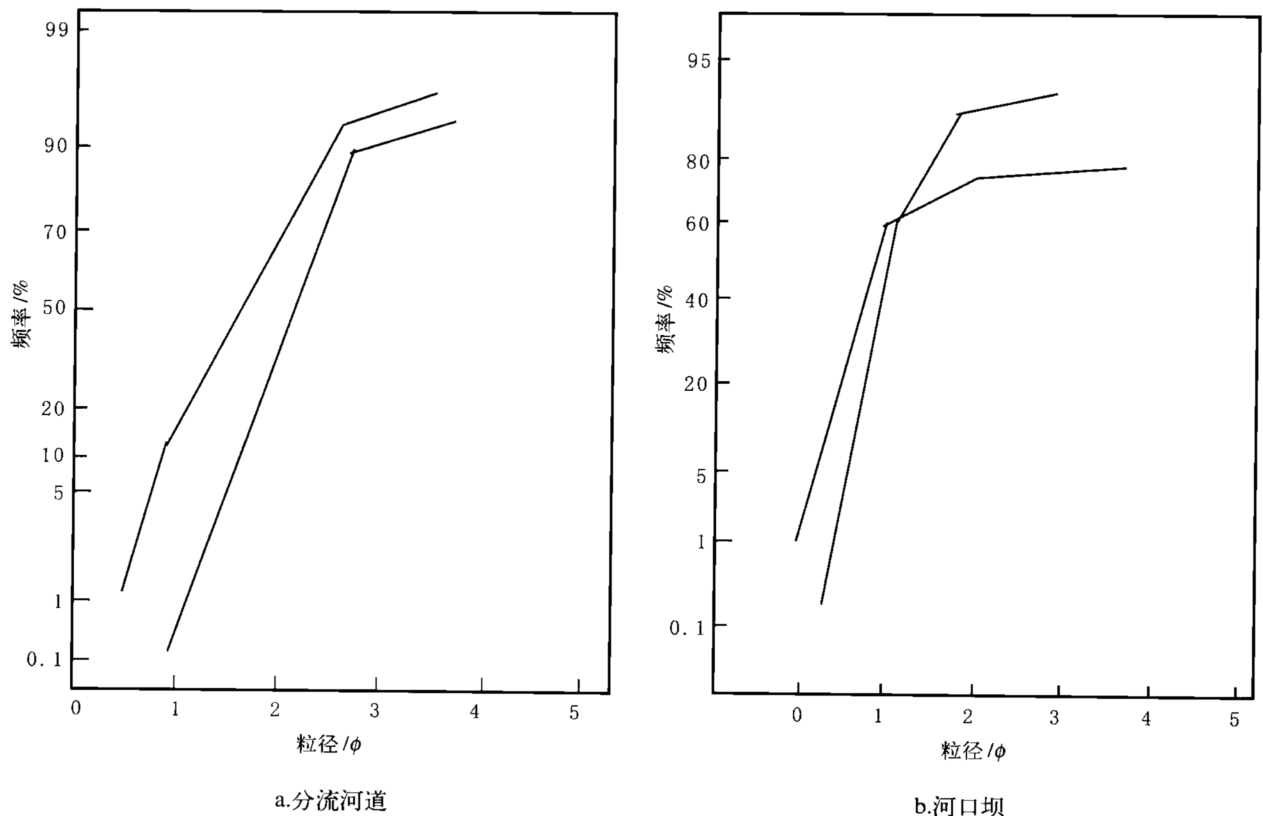


图2.3 沙坝沟剖面峰峰下石盒子组分流河道和河口坝粒度概率曲线图
Fig.2.3 Size distribution diagram of distributary channel and mouth bar
（据窦建伟，1997）

（2）天然堤沉积

发育平行层理细砂岩相和沙纹层理细砂岩相，粒度比河道沉积物细，主要由粉砂岩及泥岩组成，沉积构造主要是一些小型的交错层理如沙纹层理等。天然堤沉积常见于河道沉积之上，其上可见植物根痕迹。

（3）分流间湾沉积

这是被天然堤或沼泽隔开并与开阔海水之间有一定连通的微咸水体，发育沙纹层理细砂岩相、灰色、深灰色泥岩相和炭质泥岩相。其沉积物主要为深、暗色的泥岩、含炭泥岩和粉砂质泥岩，常夹有决口形成的砂体透镜体，发育水平层理、水平波状层理及发育小型沙纹层理，含有少量植物根和叶化石，并含较多的菱铁质结核，微咸水—半咸水环境，垂向上常与分流河道和分流河口坝共生。

2.2.2.3 三角洲前缘相

三角洲前缘是三角洲的水下部分，呈环带状分布于三角洲平原向海一侧边缘。在海相三角洲形成过程中，因河水密度小于蓄水体密度，低密度的河水离开三角洲平原后，会悬浮于高密度的海水之上呈平面喷

流，其携带的泥砂质沉积会逐渐沉降下来堆积于河口附近，形成以砂质沉积为主的河口坝和以粉砂质沉积为主的远砂坝。

本区三角洲前缘相不太发育，主要包括河口坝和远砂坝等沉积单元。

（1）河口坝沉积

河口坝又称分流河口坝，位于分流河道的河口处，沉积速率最高，海水的冲刷及簸选作用使泥质沉积物被带走，砂质沉积物被保存下来，故河口坝沉积物主要由分选好、质纯净的细砂和粉砂组成。具较发育的槽状交错层理，成层厚度为中、厚层，可见水流波痕和浪成波痕，河口坝随三角洲向海推进而覆盖于前三角洲泥质沉积之上，生物化石稀少。

河口坝沉积主要由比较干净的细砂岩和中砂岩组成，分选中等—较好，泥质杂基含量较低，可能是在河口处受波浪、潮汐作用的反复筛选的结果，粒度概率曲线以悬浮总体和跳跃总体为主，少量滚动搬运（图2.3b），粒径范围1.67～4.19mm，标准偏差0.66～1.84。发育泥砾岩相、槽状交错层理细砂岩相、槽状交错层理中砂岩相及板状交错层理中砂岩相，层理类型有大型楔状交错层理、低角度交错层理及大型槽状交错层理，有时还看到包卷层理以及共生的泥砾。古水流方向受河流和潮汐水流影响较大，常出现向陆方向或多方向变化的分量。砂体在剖面上呈透镜状，粒度由下向上变粗，测井曲线常呈倒钟形，顶部突变或渐变，底部渐变。顶部常被三角洲平原分流河道切割，在垂向上常与分流间湾共生。

（2）远砂坝沉积

远砂坝是三角洲前缘环境向海倾斜的边缘部分。由薄层状粉砂和粘土及细砂组成；沉积构造以粉砂和粘土组成水平层理为特征，但交错层理、冲刷充填构造、侵蚀面等也较常见；普遍可见大小不同的潜穴、生物扰动层及介壳；在沉积序列上，它位于河口砂坝之下、前三角的泥之上，形成了由下向上逐渐变粗的层序。

远砂坝沉积在本区以发育沙纹层理细砂岩相、平行层理细砂岩相和生物扰动粉砂岩相为代表，以薄层到中厚层状的中细砂岩与粉砂岩、粉砂质泥岩及泥岩的互层为特征，发育小型沙纹层理，还有薄的砂泥互层的韵律层理及一些生物扰动构造。与河口坝沉积一起构成粒度向上变粗的序列。

2.2.2.4 前三角洲相

前三角洲相位于三角洲前缘的前方，是三角洲舌状体向海的继续延伸，特别是在海相三角洲低密度的河水与高密度的海水混合过程中，粗粒的砂质和粉砂质在河口附近沉积，泥质则可呈悬浮状态向海搬运的更远，从而在三角洲前缘向海一侧沉积下来形成前三角洲泥质沉积。

前三角洲相以发育灰色、深灰色泥岩相为代表，主要由粉砂质泥岩、泥岩及薄层菱铁矿层等细粒沉积物组成，发育水平层理，偶见动物化石。前三角洲与三角洲前缘沉积一起总体上以向上变粗为特征，在测井曲线上为典型的倒松塔形，易于识别。

2.2.2.5 三角洲间湾相

三角洲间湾是指位于大型三角洲朵体之间的海湾，具有半咸水到正常海水的沉积环境，这里水体受两侧三角洲朵体的限制而水体能量较低，水体较浅，沉积物常较细，主要为泥岩、炭质泥岩和菱铁质泥岩，水体变浅使得地下水位高于海平面则可发育泥炭沼泽并形成厚度较大的煤层。

2.2.2.6 三角洲体系的沉积序列及聚煤作用

研究区三角洲体系的聚煤作用主要发生于下三角洲平原，以山西组为例（图2.4），在其早期是海平面下降期的三角洲建设阶段，形成向海进积三角洲平原和三角洲前缘沉积，其后，因海平面上升使分流河道废弃或陆源碎屑供给向陆地缩回，从而使得三角洲进入废弃阶段，此时则会发育广泛分布的泥炭沼泽，形成区内最厚、分布最广的山西组煤层（如太行山以西阳泉矿区的3#煤层以及峰峰和邢台的2#煤层）。之后，随着海平面的重新下降，陆源碎屑物会重新输入进来，从而又进入新的三角洲建设阶段。一般来说，三角洲废弃期的聚煤作用最好，厚度大且分布广的煤层一般都形成于这一阶段。

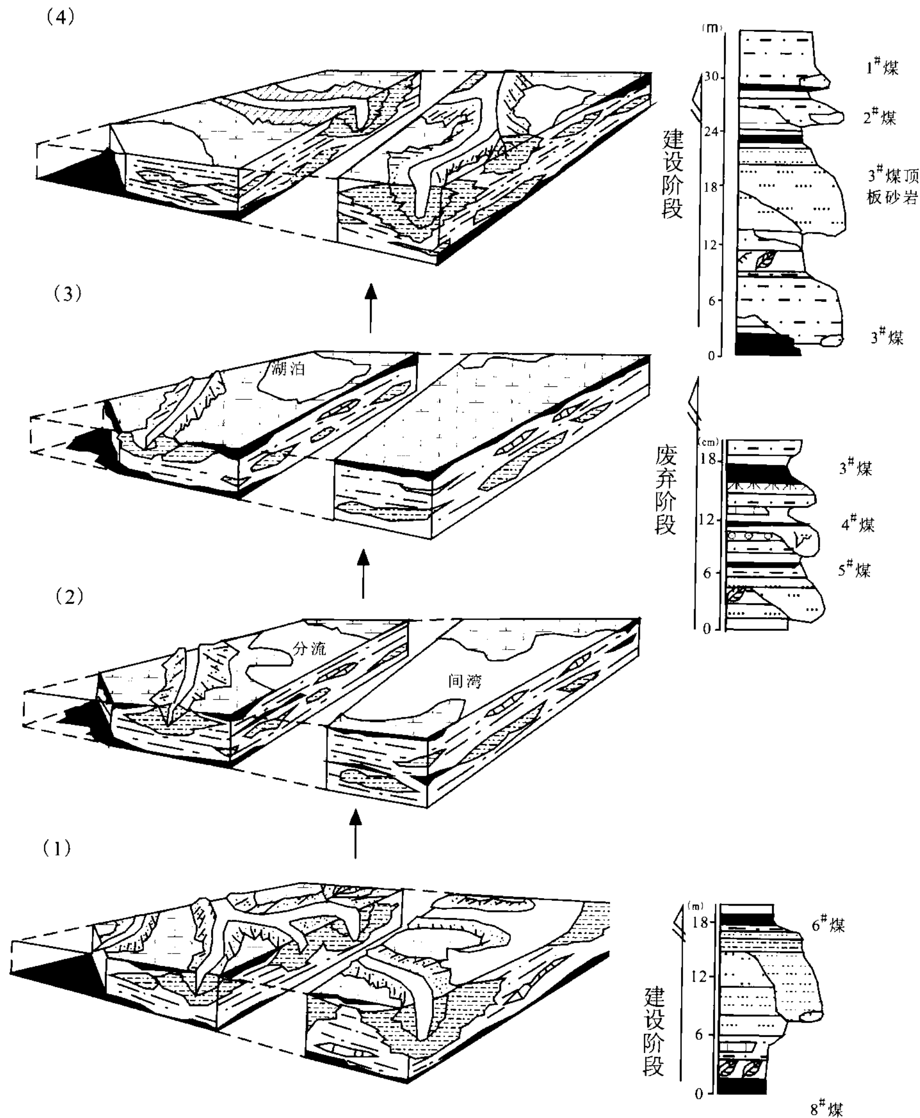


图 2.4 阳泉矿区山西组煤层沉积模式

Fig.2.4 Coal depositional model of the Shanxi Formation in the Yangquan mine area of Shanxi Province(After Li Chunsheng,1984)

（据李春生，1984）

2.2.3 障壁－潟湖沉积体系及沉积相

障壁岛、潟湖、潮坪位于海陆过渡区，和三角洲一样，同属于海陆过渡相组，它们是一个综合的沉积体系，障壁－潟湖体系的沉积环境主要包括障壁砂坝（或岛）、障壁岛前的滨外陆棚、障壁岛后的潮坪、潟湖以及冲越扇等。下面分别简述其沉积特征。

2.2.3.1 障壁砂坝相

研究区的障壁砂坝沉积主要为上临滨沉积，主要发育于晚石炭世太原组中，岩性以细、中、粗砂岩为主，分选中等－好，成分成熟度高，在垂向上常呈向上变粗的逆粒序（图 2.5），从概率曲线图上看，一般为三段式，以跳跃总体为主，约占 80%，跳跃总体常出现两个次总体（图 2.6），反应了冲流和回流的双重作用。发育低角度交错层理中砂岩相，沉积构造常见有大型交错层理，特别是低角度交错层理。

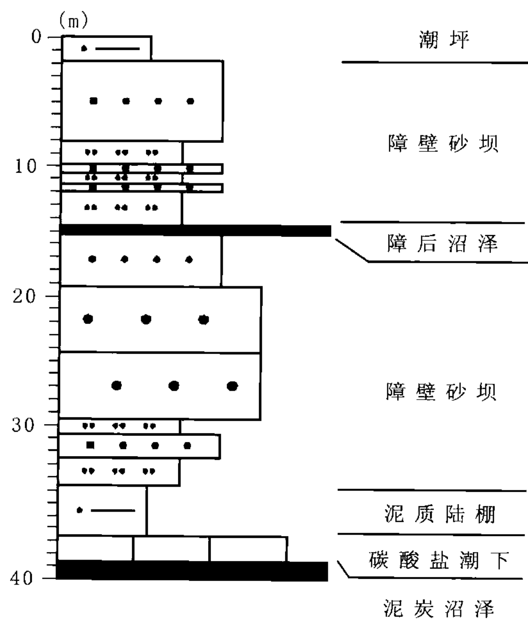


图 2.5 太原组滨外碳酸盐岩陆棚—障壁砂坝—潮坪沉积序列

Fig.2.5 Depositional sequence of distal carbonate shelf-barrier bar-tidal flat in Taiyuan Fornation

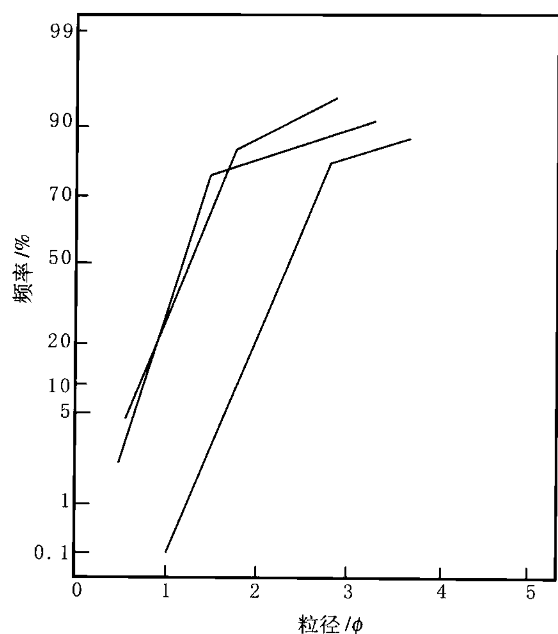


图 2.6 障壁砂坝粒度概率曲线图（邢台羊 2 钻孔太原组）

Fig.2.6 Size distribution diagram of barrier bar

（据窦建伟，1997）

2.2.3.2 远滨（滨外泥质陆棚）及下临滨相

位于障壁砂坝外侧正常浪基面之下的滨外地带，水体能量低，但盐度正常。发育生物扰动粉砂岩相和灰色、深灰色泥岩相，沉积物主要为泥岩和粉砂岩，发育水平层理和沙纹层理，含狭盐性动物化石及生物扰动构造，向下和向上分别过渡为滨外碳酸盐岩陆棚和障壁砂坝沉积。

2.2.3.3 冲越扇相

发育于障壁砂坝后的潟湖之中，由风暴浪将障壁砂坝上的粗粒沉积物携带到低能的潟湖中沉积而成，岩性一般为细砂岩，磨圆较好但分选较差，砂体中厚到厚层状，顶底界面突变，测井曲线常为箱形组合。砂岩中生物扰动构造比较发育，层理构造因生物扰动而变得不清，甚至岩石本身因生物扰动构造发育而变得成分混杂，典型实例为邢台东庞钻孔太原组，垂向上常与障壁砂坝及潟湖沉积共生（图 2.7）。

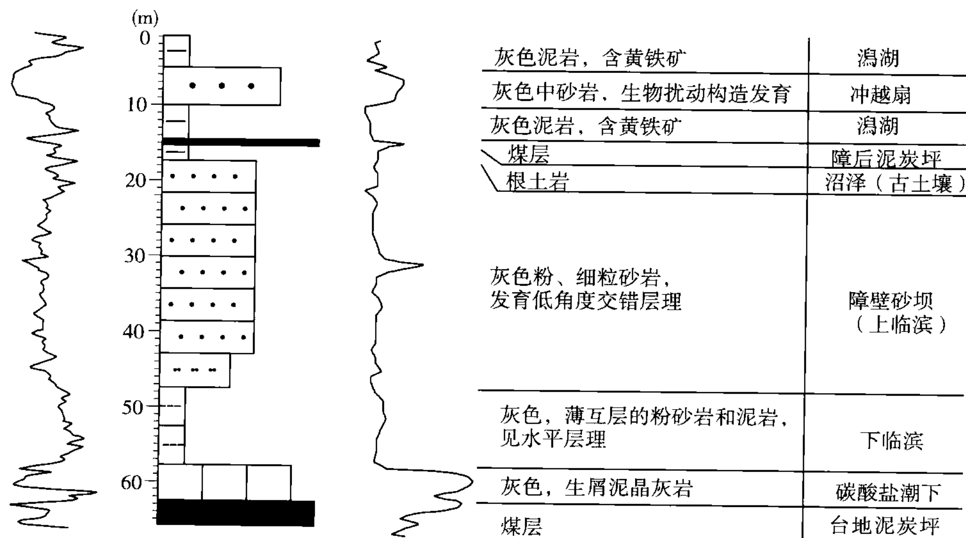


图 2.7 太原组障壁砂坝及冲越扇组合序列

Fig.2.7 Group of barrier bar and overflowing fan in Taiyuan Formation

2.2.3.4 潟湖相

主要发育于研究区晚石炭世太原组地层中，岩性主要为黑-灰黑色泥岩、粉砂岩，含有较多的菱铁质鲕粒和结核，说明为还原环境，常含有生物化石，但较为单调，比较多见的为腕足类、软体动物等；另外，见有生物潜穴，层理类型以代表较平静的水平层理为主，偶尔发育透镜状层理，更多的为块状层理；潟湖是被障壁砂坝与广海相隔的，同时又以通道与广海相连的一种封闭或半封闭的浅水盆地，水介质条件多变，以半咸水-微咸水条件为主。

2.2.3.5 潮坪相

潮坪相是本区重要的沉积相之一，尤其是在晚石炭世太原组的沉积物中较发育，根据其沉积物结构，沉积构造，生物特征及垂向序列，潮坪沉积一般具有向上变细的垂直层序，底部多以砂坪开始，向上为混合坪、泥坪。相当于现代海岸沉积的潮滩沉积（王颖，朱大奎等，2003）。

砂坪是在平均高潮线和平均低潮线之间靠近低潮线附近，沉积物多为砂质物质，潮汐作用在该处较强，属较高的能量环境，其沉积物受其影响一般为较为纯净的砂，其岩石类型以细、中粒砂岩为主，夹薄层粉砂岩，砂岩分选中等到好，层理构造较特征，具低角度的交错层理、脉状层理和沙纹层理。局部见少量菱铁矿结核和植物化石，并可见生物扰动构造及潜穴。

混合坪是介于泥坪和砂坪之间的过渡类型沉积，发育生物扰动粉砂岩相，岩性以粉砂岩为主，以薄层浅色细砂岩与深色泥岩或砂质泥岩频繁交替的薄互层为特征，波状、脉状和透镜状等潮汐层理十分发育，尤其以薄的砂泥互层层理为典型，常见生物扰动构造。

泥坪在潮坪沉积中位于高潮线附近及潮上地带，属低能环境，以发育灰色、深灰色泥岩相和炭质泥岩相为特征，主要由泥岩、炭质泥岩和砂质泥岩组成，偶尔夹有大潮时带来的粉砂质沉积，含有植物化石，并发育生物扰动构造，层理类型多为水平层理和缓坡状层理。

2.2.4 湖泊沉积体系及沉积相

湖泊体系在本区主要发育于唐山、大城等地石千峰组中上部，以一套巨厚层状紫红色粉砂岩、粉砂质泥岩、泥岩以及泥灰岩沉积为特征，地层厚度较大，而含砂率较低。发育水平层理和沙纹层理。主要是一些滨浅湖沉积。

2.2.5 滨外碳酸盐岩陆棚沉积体系及沉积相

环渤海湾西部地区太原组中有多层厚层状石灰岩层发育，主要是一些生屑颗粒质泥岩和泥质颗粒岩，生物颗粒比较发育，生物化石常见有有孔虫、介形虫、腕足等原地生物组合，以及一些异地搬运的生物化石碎片组合。生物碎屑类型也十分丰富，大小混杂，主要有腕足、介形虫棘屑和藻屑以及软体动物碎片等。此外，发育反映局限平静—较为开阔动荡的遗迹化石，如动藻迹（*Zoophycos*）、根珊瑚迹（*Rhizocorallium*），二者常共生，常见水平、倾斜潜穴，垂直潜穴等。石灰岩中层理一般不发育，但有时可看到丘状交错层理及粒序层理，反映沉积环境时常受到风暴浪的影响。当有风暴作用发生时，水动力条件剧变，形成的风暴沉积物——风暴岩。风暴沉积过后，转为好天气的沉积。前者形成具冲刷面、粒序层理和丘状交错层理的颗粒岩和泥质颗粒岩，后者形成具生物扰动构造的灰泥岩。

上述特征反映该相主要形成于位于低潮面以下的滨外碳酸盐岩陆棚沉积环境，其水动力条件一般比较弱，但也时常受到风暴浪的影响。海水的盐度基本正常，生物较发育，有机质供给充沛。本区晚石炭世—早二叠世早期的石灰岩基本都形成于此环境。

2.2.6 关于煤层形成环境

研究区煤层主要发育于晚石炭世和早二叠世早期，厚度差异悬殊，最厚可达13m，最小不足0.1m，且

厚煤层和薄煤层的分布具有明显的规律性。一般情况下，厚煤层分布在含煤层系的顶部和底部，中间煤层厚度较小，但从煤层出现的地层序列看，其沉积环境差别显著，其相邻环境各有不同。从所研究的几条基干连井对比剖面中的钻孔来看，研究区煤层沉积序列主要有4种（图2.8），分别为障壁–潟湖含煤序列、下三角洲平原含煤序列、三角洲间湾含煤序列、河流体系含煤序列。其中障壁–潟湖含煤序列的煤层主要发育于障后沼泽和潟湖沼泽中，一般这两种环境为共同出现，前者主要为海退过程形成，后者主要为海侵初期形成，它们出现的地层序列一般为潟湖沼泽—滨外碳酸盐岩陆棚—滨外泥质陆棚—障壁砂坝—障后沼泽，组成一个完整的海侵—海退旋回（图2.8a）；下三角洲平原含煤序列中的煤层主要形成于分流间湾沼泽，常与小型河道或决口扇相伴出现，有时会出现小型岸后湖泊，此时形成的煤层厚度就较小（图2.8b）；三角洲间湾含煤序列主要发育于三角洲之间碎屑沉积物注入较少的地区，在水体较深时可为间湾湖泊或海湾，水体较浅或地下水位较低时发育泥炭沼泽，形成的煤层厚度一般都不大，但层数较多（图2.8c）；河流体系含煤序列的煤层主要形成于岸后沼泽，常与河流相的天然堤、边滩和河道沉积形成向上变细的正旋回，地层序列具有典型的河流二元结构特征（图2.8d）。

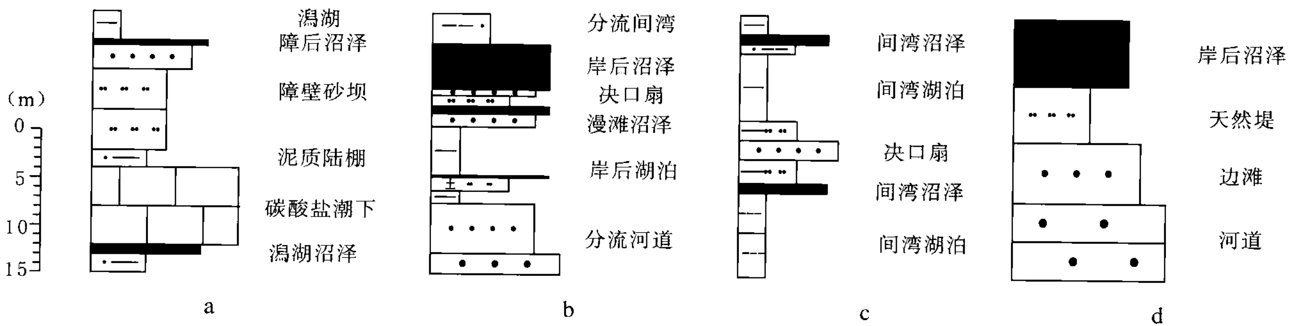


图2.8 研究区石炭—二叠系典型的含煤沉积序列

Fig.2.8 Typical coal-forming depositional successions in the Upper Palaeozoic in research area

a—障壁潟湖含煤序列；b—下三角洲平原含煤序列；c—三角洲间湾含煤序列；d—河流体系含煤序列

晚石炭世—早二叠世，由于陆表海盆地坡度极缓，华北地台多次发生广泛海侵（武法东，陈钟惠等，1994），并且为渐进型海侵，发育了煤层顶板海相石灰岩，石灰岩层下部有时还发育泥质沉积，直接盖在煤层之上，形成煤层、泥质沉积物和石灰岩的连续相序（张鹏飞，邵龙义等，2001）。随着海水逐渐退却，原先的滨岸带逐渐演化为下三角洲平原，发育了陆相淡水成煤环境。

2.3 沉积环境的演化

2.3.1 微量元素分布特征

泥质岩在沉积时对微量元素有较好的吸附性，利用泥岩中所含的某些微量元素及相关元素的比值可以判断介质性质，以恢复古环境。一般认为硼的质量分数（w(B)）大于100μg/g为海相样品，小于70μg/g为陆相样品，介于两者之间为过渡相沉积（刘宝珺，1980）；w(Sr)/w(Ba)大于1者为海相沉积，小于1者为陆相沉积，介于二者之间为过渡相沉积（刘宝珺，1980）；海相泥岩w(B)/w(Ga)接近5，陆相约2～3（刘宝珺，1980）。

邢台兰羊勘探区钻孔岩心泥质岩微量元素测试结果表明，受多次海侵的影响，w(B)、w(Sr)/w(Ba)、w(B)/w(Ga)在太原组底部最高，然后都突然减小，随后w(B)、w(B)/w(Ga)随埋深变浅又逐渐增大，到山西组底部后又转小，到下石盒子组后整体上基本稳定，在上石河子组底又有所增大，并向上减小。而w(Sr)/w(Ba)则在山西组一路减小，到下石盒子组基本稳定在0.4～0.7之间，上石盒子组在减小到0.2～0.5之间（图2.9）。

这三项指标在纵向上变化特征，基本反映了石炭纪—二叠纪中华北地区沉积环境的变化，即在晚石炭世发生了多次海水进退，其中海侵范围最大的是太原组沉积早期和沉积晚期，到山西组沉积时期已基本转变为陆相沉积，直到上石盒子组沉积早中期可能又再次发生了一次小规模的海侵，使得 w(B)、w(B)/w(Ga)在上石盒子组沉积时期再次增大。

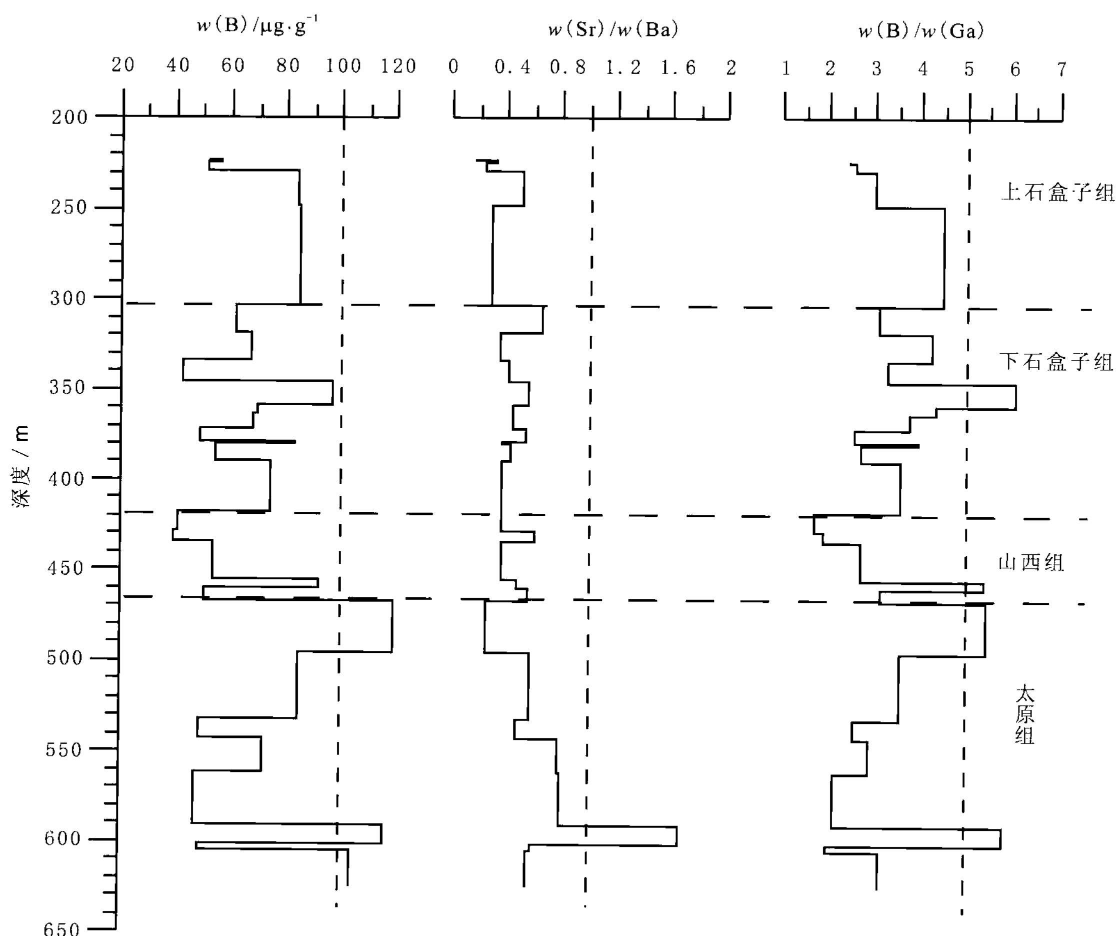


图 2.9　邢台矿区 2-3# 钻孔 w(B)、w(Sr)/w(Ba)、w(B)/w(Ga)比值纵向分布特征

Fig.2.9　Vertical distribution of B,Sr/Ba and B/Ga in the borehole 2-3# in Xingtai mining area

（部分数据据窦建伟，1997）

2.3.2　沉积环境演化

根据对研究区石炭系—二叠系露头观察、沉积环境和沉积相分析结果，并结合地球化学特征在纵向上的变化特征，可将研究区沉积环境演化总结如下。

晚石炭世初期，盆地整体沉降，在经历了长期风化夷平的中奥陶世石灰岩顶面上，接受了来自北东方向的海侵，开始陆表海的演化历史；古地形北高南低，北面阴山古陆呈高耸的山地或高原，为当时主要物源区，研究区为地形坡度很小的潟湖，垂向演化规律较明显，其中滨外碳酸盐岩陆棚相和潟湖相构成了该期岩相古地理沉积格架。从旋回发育情况看，河北省中部开平、井径及燕山南麓一带一般发育四个旋回；向南至石家庄以南仅发育了3个旋回；至邢台一带一般仅有2个旋回；峰峰一带多数为一个不完整旋回，滨外碳酸盐岩陆棚相基本不发育，说明本期海侵方向主要来自东北方向。

晚石炭世，海侵范围扩大，沉积了太原组底部的下架灰岩，之后，海侵方向改变为南东方向，河北南部峰峰一带石灰岩发育最好，多达4～5层，向北层数减少，渐变为海相泥岩，为沼泽—滨外碳酸盐岩陆棚

—潟湖相的多次次一级的海水进退旋回演化序列，沉积环境垂向演化总的规律是陆表海清水沉积与浑水沉积交替出现，构成滨外碳酸盐岩陆棚-障壁砂坝混合体系的岩相古地理演化序列，滨外碳酸盐岩陆棚相石灰岩为其沉积格架。

早二叠世，随着华北板块不断向北仰冲，继续海退。研究区古地理以滨外碳酸盐岩陆棚体系和障壁-潟湖体系为主，发育1～2层石灰岩（野青灰岩和一座灰岩，野青灰岩较为稳定，一座灰岩仅在峰峰一带发育），以北其他地区基本无石灰岩沉积，接着发育2个旋回，下面旋回为滨外碳酸盐岩陆棚—潮坪—泥炭沼泽—潟湖河口坝，泥炭沼泽环境发育差，仅形成煤线，上面旋回为河口坝—分流间湾—泥炭沼泽—分流间湾—分流河道，自下而上代表了滨外碳酸盐岩陆棚体系—障壁砂坝—潟湖体系—三角洲体系演化过程，在分流间湾环境中形成了较稳定的2#煤层。

中二叠世，海水大面积向南退缩，广大地区都已演化成三角洲平原环境，分流河道与泛滥盆地并存。研究区峰峰—邢台一带，仍存在部分三角洲前缘亚环境，为早二叠世早期古地理继续发展，以三角洲前缘的分流间湾—分流河道环境为主，接着为分流河道—天然堤—泛滥盆地的多次重复，反应了三角洲平原分流河道的不断迁移。泛滥盆地有时可局部沼泽化，形成煤线。

晚二叠世早期，随着海岸线的向南迁移，区内岩相古地理进一步演化，峰峰—磁县一带保留小范围的三角洲环境外，其余广大地区被河流体系沉积所占据。总体上为北高南低河流广布的冲积平原面貌。随着海退的发展，区内古地理格局分化程度也越来越小，垂向演化规律性明显，自下而上由河流边滩沉积，演变为泛滥盆地，代表河流体系的一个完整沉积旋回，构成了该期环境垂向演化的全部内容。但在峰峰一带仍为三角洲平原环境，所以南侧海水偶尔可涌进沿海三角洲平原地区，将正常海相生物带进陆地，并在地形低洼处形成薄层含海绵骨针的硅质泥岩，其层位为上石盒子组三段顶部，成为本区地层对比的良好标志层。

晚二叠世晚期，研究区峰峰、邢台一带仍为河流、湖泊并存，早期的泛滥盆地向湖泊转变，峰峰地区湖泊中有薄层淡水石灰岩或泥灰岩沉积，表明该期湖泊相沉积较早期有发展扩大的趋势。

2.4 石炭纪—二叠纪古气候特征

2.4.1 古气候判别标志

古气候变化虽很复杂，但它也会在地层中留下痕迹，这些痕迹便成为恢复古气候的基础。判断古气候的标志多种多样，最常用的有岩性、地球化学、矿物学、古生物及古生态、古地磁等特征，下面主要通过研究区上石炭统—二叠系的岩性特征、矿物学特征和地球化学特征等来探讨石炭纪—二叠纪的古气候。

2.4.1.1 岩性组合特征

一般认为，煤层形成于温暖潮湿的气候条件下，而煤层底板的根土岩则是潮湿气候下典型的古土壤层（Cecil，1990）。华北铝土矿是在早古生代碳酸盐岩风化壳的物质基础上，由于晚石炭世湿热气候对粘土物质的铝土化作用，生成三水型铝土矿，并在附近的潟湖和海湾环境中沉积，经多次再沉积和成岩、后生阶段形成现代的铝土矿矿床（吴国炎，1997）。研究区主要发育于上石炭统的铝土质泥岩主要形成于潟湖或潮坪环境，主要为早古生代碳酸盐岩风化壳经搬运沉积所形成，是当时气候炎热潮湿的标志。河南省下二叠统的紫红色及杂色花斑泥岩的矿物学和地球化学特征研究表明，这两种颜色的泥岩并非干旱气候条件下的产物，而是在潮湿气候条件下形成的（尹国勋，1985）。淡水石灰岩和石膏结核以及膏质岩的共同产出，则反映了气候较为炎热干燥（张鹏飞，1990）。古土壤研究表明，不同类型的古土壤也是气候变化的良好标志，如有机土、砖红壤反映湿热或以潮湿为主的气候条件，变性土则反映半湿—半干或半干旱的气候条件，而旱成土则反映了以干旱为主的气候条件（Cecil，1990）。这主要是因为当气候较干旱时，土壤将由于干旱而脱水，使得土壤的盐度增加、石灰累积，氧化性增强，而还原性减弱；当气候转湿，土壤水分增加，元素淋洗加剧，导致元素的迁移与富集，同时土壤将出现沼泽化和潜育化现象（席承藩，1990）。本次研究在石

炭系—二叠系中也识别出了7类古土壤，它们在地层中的分布也反映了石炭纪—二叠纪古气候的变化。关于研究区古土壤的详细论述见第六章。

研究区石炭系本溪组底部为一层浅灰色、紫红色鲕状铁质铝土矿，即G层铝土矿，顶部为一套浅海相石灰岩，并在其下发育一薄煤层。太原组为研究区石炭系—二叠系主要的含煤地层，含煤12层，石灰岩4～6层，以及黑色、深灰色泥岩及粉砂岩，灰色至白色中细砂岩。由于受海侵的影响，气候湿润，地下水水位较高，在河北南部沙坝沟剖面上发育古新成土、古潜育土和古有机土等。

下二叠统山西组由灰色—深灰色泥岩、粉砂岩、泥质粉砂岩及灰白色中细砂岩组成，中下部产煤3～5层，煤层顶板的灰色粉砂岩中含植物化石。中、上部无煤层发育，并在河北南部沙坝沟剖面上发育新成土、潜育土、有机土、氧化土。中二叠统下石盒子组由灰色、灰绿色及紫色花斑状泥岩、粉砂岩、灰绿色灰白色中细砂岩组成，顶部普遍发育一层俗称“桃花泥岩”的紫红色铝土岩，含硅铁质鲕粒及豆粒，下部发育几层厚度较薄的炭质泥岩，含大量植物根化石，个别地区为薄煤层。

上二叠统上石盒子组按岩性特征自下而上可分为四段：①灰绿色、紫灰、杂色花斑泥岩，粉砂岩及灰绿灰白细砂岩互层，在灰色及灰绿色泥岩及粉砂岩中富含植物化石。②巨厚层状白色粗砂岩段，夹灰绿及杂色花斑状粉砂岩。③泥岩粉砂岩段，由暗灰紫色、灰绿色及花色泥岩、铝土质泥岩组成，局部夹蓝绿色或血紫色薄层中砂岩，铝土质泥岩中含锰铁质结核。④由暗紫色、灰绿色泥岩、粉砂岩及灰白色、灰绿色中粗砂岩组成，局部夹紫色薄层砂岩。石千峰组中、下部为酱紫色中细粒钙质砂岩与暗紫色泥质粉砂岩和紫红色泥岩互层，含石膏结核和片状、板状透明石膏晶体。在河北南部沙坝沟剖面上发育旱成土、氧化土、变性土、老成土。

从研究区石炭系—二叠系各地层单元的岩石特征看，晚石炭世到早二叠世早期（山西组沉积早期）气候较为温暖潮湿，早二叠世晚期到中二叠世早期（山西组沉积晚期到下石盒子组沉积期）随着海水的退出，空气湿气减少，仅有少量的炭质泥岩或薄煤层发育，气候为半湿—半干状态，到晚二叠世早期（上石盒子组沉积时期）气候又变得潮湿起来，主要表现在上石盒子组大量发育紫红色、杂色泥岩，它们为半湿半干气候条件下形成的，晚二叠世晚期（石千峰组沉积时期）气候则变得较为炎热、干旱。研究区石炭纪—二叠纪气候呈波动变化，但总体上，则由温湿向干热变化。

2.4.1.2 粘土矿物组合特征

粘土矿物在沉积岩中分布比较普遍，是母岩物质风化作用的产物经搬运沉积形成，气候条件不同，风化产物必然有所差异。一般认为，在潮湿温暖的气候条件下，淋滤作用较强，一些碱金属、碱土金属受淋滤而流失，易形成高岭石。而干冷气候条件下，淋滤作用较弱，不利于碱土元素的淋滤，有利于形成伊利石、绿泥石和蒙脱石（蓝先洪，1990；陈涛，王欢等，2003）。因此，粘土矿物的组合及其质量分数的变化能够反映古气候的变化。

本次研究选择了位于河北省南部临城县竹壁村沙坝沟露头剖面太原组到上石盒子组4层泥岩层的58块泥岩样，在中国石油勘探开发研究院实验中心采用X射线衍射分析方法，按国家石油天然气行业标准SY/T5163-1995测定了粘土矿物质量分数（原始数据见附表1）。

从分析结果看，粘土矿物主要包括高岭石、伊利石/蒙脱石混层和伊利石，且以高岭石为主。其中，太原组高岭石占67%～90%，平均82%；伊利石/蒙脱石混层占10%～30%，平均16.6%；伊利石占1%～3%，平均2.4%。山西组，高岭石占47%～88%，平均71.8%；伊利石/蒙脱石混层占12%～45%，平均24.9%；伊利石占2%～8%，平均4%。下石盒子组，高岭石占22%～43%，平均30.4%；伊利石/蒙脱石混层占52%～73%；平均64.2%；伊利石占4%～8%，平均5.4%。上石盒子组，高岭石占59%～79%，平均65.4%；伊利石/蒙脱石混层占21%～41%，平均34%；伊利石占1%～5%，平均1.8%（图2.10）。

各时期的粘土矿物组合基本相近，但质量分数变化较大，高岭石质量分数属太原组最高，向上降低，到下石盒子组最低，而到上石盒子组又增高了，伊利石和伊利石/蒙脱石混层质量分数的变化趋势则完全相反。反映了研究区太原组沉积期到上石盒子组沉积期气候的变化，太原组沉积时期风化作用强烈，气候整体上

较为温暖潮湿，山西组沉积期风化作用有所减弱，空气湿度降低，到下石盒子组沉积期风化作用最弱，气候变得半湿半干，到上石盒子组沉积期风化作用又增强，气候变得较为温暖潮湿。

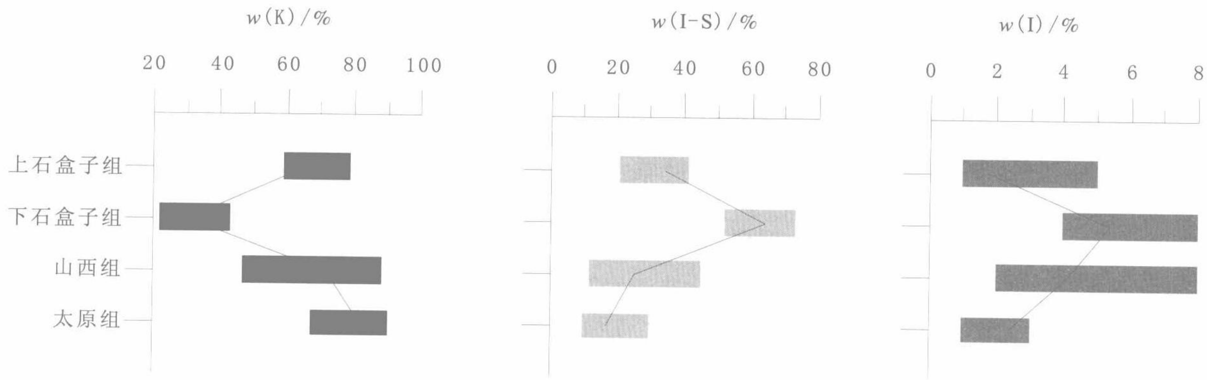


图 2.10 河北南部沙坝沟剖面粘土矿物质量分数纵向分布特征图

Fig.2.10 Clay mineralogy of the Permo-Carboniferous mudstones at Shabagou section in southern Hebei

K—高岭石；I-S—伊利石-蒙皂石混层矿物；I—伊利石

2.4.1.3 地球化学特征

为了对古气候和古环境进行定量分析，对邢台兰羊勘探区 2#、3# 孔钻孔岩心进行了系统采样，并选取了 28 个黑色泥岩、粉砂质泥岩和紫红色泥岩样品进行常量元素分析，样品经晾干后，磨至 200 目的粒度，在 ICAP9000SP 等离子光量计上测试（原始数据见附表 2）。

（1）常量元素纵向分布特征

泥岩为母岩风化的产物以悬浮方式搬运至水盆地，以机械方式沉积而成，其成分以粘土矿物为主，次为陆源碎屑矿物、化学沉淀的非粘土矿物以及有机质（张鹏飞，1990）。其主要化学成分组成由母岩风化产物——粘土矿物的类型所确定，因此，常量元素质量分数的变化能够反映母岩的风化程度强弱。$w(SiO_2)/w(Al_2O_3)$和$w(SiO_2)/w(Al_2O_3+TFe_2O_3)$在风化壳研究中，常用来指示风化淋溶程度的，其值低说明受风化淋溶程度高，而其值高则表明受风化淋溶程度低。一般情况下，在温暖潮湿的气候条件下，岩石化学风化强度较强，而在干冷的气候条件下，化学风化往往较弱（陈旸，陈骏等，2001）。因此，$w(SiO_2)/w(Al_2O_3)$和$w(SiO_2)/w(Al_2O_3+TFe_2O_3)$高时，气候相对干冷，$w(SiO_2)/w(Al_2O_3)$和$w(SiO_2)/w(Al_2O_3+TFe_2O_3)$低时，气候相对温暖潮湿。另外，在风化淋滤过程中，由于Mg^{2+}的活性比Ca^{2+}的活性差，故岩石中$w(MgO)/w(CaO)$值高指示风化淋滤弱的干冷气候，值低指示风化淋滤强的温湿气候（王随继，黄杏珍等，1997）。

从图 2.11a 可以看出 SiO_2、Al_2O_3 和 TFe_2O_3（总铁）的质量分数总和从太原组到上石盒子组逐渐增大，SiO_2 质量分数在山西组下部和下石盒子组中上部相对较高，其他位置稍低，且在太原组纵向上无明显变化，在山西组有向上增大的趋势，而下石盒子组则有相反的变化趋势，上石盒子组也是变化不明显；Al_2O_3 质量分数纵向变化较简单，太原组上部到山西组下部，以及上石河子组中上部较低，其他位置则稍高；而 TFe_2O_3 质量分数的变化趋势则与 Al_2O_3 基本相反，且质量分数较高的位置分别位于太原组上部到山西组下部，以及上石河子组中上部（图 2.11a）。从整体上看，碱金属元素质量分数总量在剖面上有从下向上减小的趋势，但各元素的变化特点又有所不同，K_2O 质量分数有从太原组向上增大，到山西组后又逐渐向上减小的趋势，到上石盒子组质量分数降至最低；Na_2O 在整个剖面上无明显的变化，CaO、MgO 质量分数在太原组较高，而在太原组以上的地层中则较低，且各组大小相近（图 2.11b），CaO 除了太原组质量分数较高外，其在下石盒子组中也出现一个次高峰。MgO 的变化趋势与 CaO 很相似，所不同的是其在山西组顶部多出现了一个次高峰。

$w(SiO_2)/w(Al_2O_3)$和$w(SiO_2)/w(Al_2O_3+TFe_2O_3)$两条曲线具有较相似的变化趋势，$w(SiO_2)/w(Al_2O_3)$在太原组中部、山西组中上部和下石盒子组中部值较低，上石盒子组值最高，其他位置次之，$w(SiO_2)/w(Al_2O_3+TFe_2O_3)$

也是如此。$w(CaO)/w(MgO)$值则从太原组向上持续增大，到山西组顶达到最大，之后开始逐渐减小，到上石盒子组减到最小（图2.11c），比较清晰地反映了CaO和MgO质量分数在山西组和下石盒子组相差较大，而在太原组和上石盒子组又趋于接近。由于Ca^{2+}化学活性较Mg^{2+}强，在风化过程中易被淋滤。因此，它们之间比值的大小可以较好地反映风化壳的风化程度。

从$w(SiO_2)/w(Al_2O_3)$、$w(SiO_2)/w(Al_2O_3+Fe_2O_3)$、$w(CaO)/w(MgO)$以及碱金属元素总质量分数在纵向上的变化趋势可以看出，太原组沉积时期和山西组沉积早期气候较湿热，而山西组沉积晚期到下石盒子组沉积早期气候相对较干冷，下石盒子组沉积晚期到上石盒子组早期气候又变得湿热，在上石盒子组沉积早期末再次出现了短期的干旱后，气候又开始湿热起来。

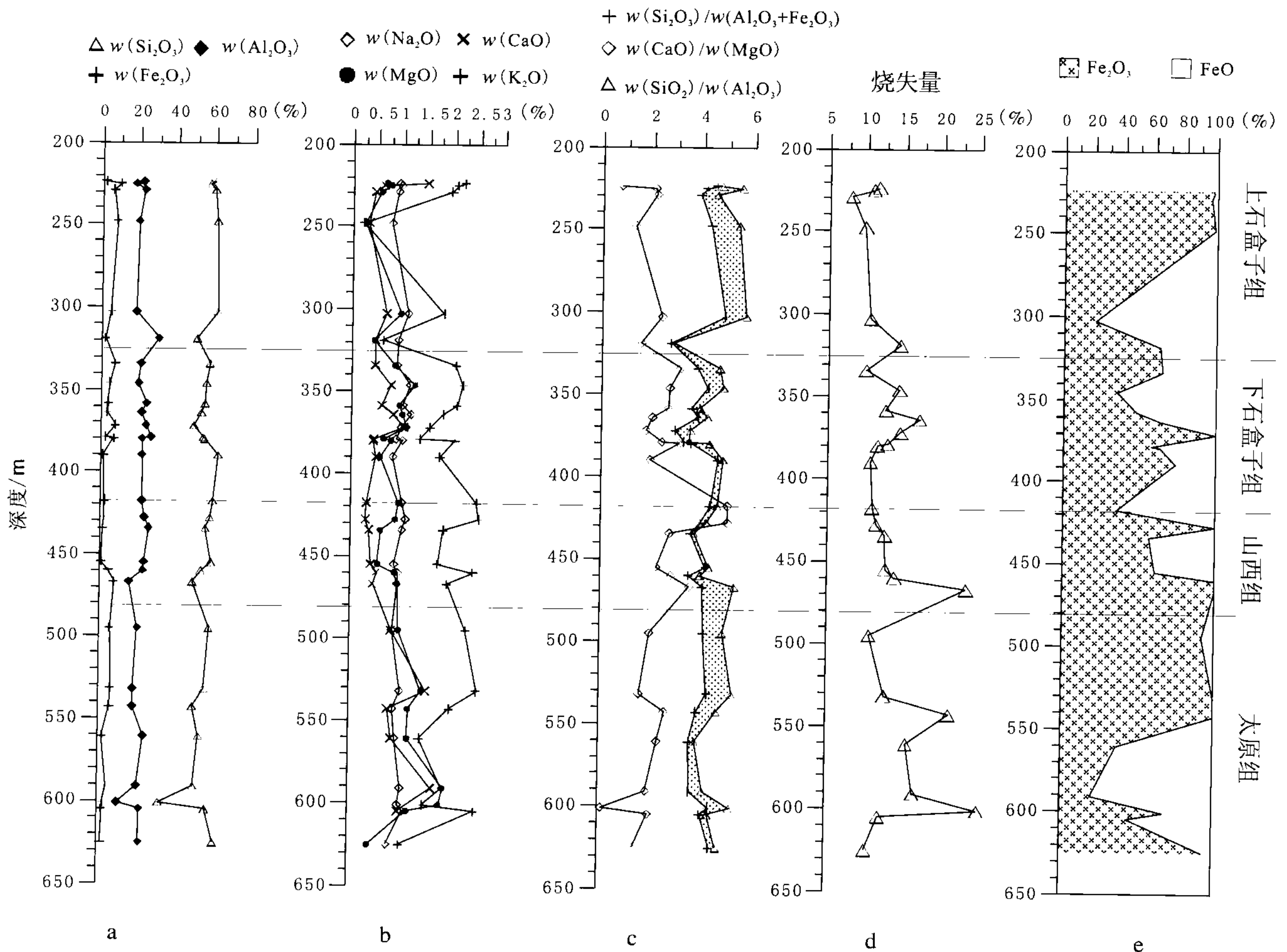


图2.11 河北南部矿区钻孔2-3#石炭系、二叠系常量元素质量分数纵向分布特征图

Fig.2.11 Geochemical characteristics of the Permo-Carboniferous mudstones in borehole 2-3# in southern Hebei

(TFe_2O_3 represents the total percentage of Fe oxides)

（部分数据来源于窦建伟，1997）

（2）烧失量对古气候的反映

有机质一般在潮湿气候下易于形成和保存，而在氧化或干旱的气候环境下较难形成和保存。因此，有机质质量分数的大小在一定程度上也可反映沉积物形成时的气候条件。烧失量是样品经过高温熔融，扣除水分和二氧化碳气体后样品减少量的相对比值。因此，在一定程度上可反映岩石中有机物质的质量分数。从这一点看，烧失量可以间接地反应古气候变化。从图2.11d中可看出，烧失量总体上有由下向上变小的趋势，

同时在太原组中部、山西组下部和下石盒子组中上部有高度不同的峰出现，说明研究区石炭纪—二叠纪总体上气候向不利于有机质形成和保存的气候条件演化，但期间也出现过几次有利于有机质形成和保存的气候条件。所反映的气候条件大致为石炭纪—二叠纪总体上气候由潮湿向干旱演变。

（3）Fe^{3+} 和 Fe^{2+} 质量分数对古气候的反映

从上面的常量元素分布特征可以看出，泥岩中总铁质量分数的变化与气候变化具有较好的一致性。高价铁（Fe^{3+}）与低价铁（Fe^{2+}）质量分数测定结果表明，高价铁（Fe^{3+}）质量分数高必然对应于风化程度高，反之则未必（图 2.11a、c、e）；低价铁（Fe^{2+}）质量分数也如此。一般认为，低价铁（Fe^{2+}）是还原条件下的产物，而高价铁（Fe^{3+}）为氧化条件下的产物，它们的质量分数可以反映环境氧化还原性的强弱。但氧化条件不仅可以出现在干燥气候条件下，在湿热气候条件下也可以出现较强烈的氧化环境（尹国勋，1985）。因此，高价铁（Fe^{3+}）与低价铁（Fe^{2+}）的质量分数在一定程度上可以反映气候条件，但必须与其他参数结合起来解释，才能获得较可靠的结论。

2.4.2 石炭纪—二叠纪气候演化

综合上述各项参数的分析结果，河北南部石炭纪—二叠纪古气候的变化趋势表现为：晚石炭世到早二叠世早期为温暖潮湿，早二叠世晚期到中二叠世则逐渐向干旱气候转变，晚二叠世末气候又再次变得潮湿，至晚二叠世末则变得较为干旱，整体上研究区石炭纪—二叠纪气候由潮湿向干旱转变，但其中又存在着一定程度的波动。这种气候的波动可细分为 5 个阶段，其具体特征如下：

1）太原组沉积时期到山西组沉积早期：气候温暖潮湿，大量发育煤层和碳酸盐岩，岩石颜色以灰色、深灰色、灰白色为主，泥岩具有较高的高岭石质量分数和较高的风化程度，反映了温暖潮湿的气候条件，沉积环境逐渐由海相向陆相过渡。

2）山西组沉积晚期到下石盒子组沉积期：气候向半干半湿及炎热转变，不发育煤层和碳酸盐岩，岩石颜色由以灰色调为主向紫红色调为主转变，高岭石质量分数降低，风化程度也降低，沉积环境以三角洲—河流沉积为主。

3）上石盒子组沉积早期：气候为半湿半干及炎热为主，不发育煤层和碳酸盐岩，岩石颜色以灰色调为主，夹灰绿、灰黄色，岩石风化程度较低，沉积环境以河流相为主。

4）上石盒子组沉积晚期：气候仍以为半湿半干及炎热为主，不发育煤层和碳酸盐岩，岩石颜色由以紫红色调为主，紫红色泥岩中发育大量的植物根迹化石，岩石风化程度升高，高岭石质量分数增大，沉积环境以河流沉积为主。

5）石千峰组沉积时期：气候为半干旱—干旱，中下部岩石颜色以紫色、紫红色为主，含石膏结核和片状、板状透明石膏晶体。

2.4.3 古气候变化原因分析

2.4.3.1 古板块位置决定了石炭纪—二叠纪古气候的总变化趋势

在早石炭世，北半球存在劳亚、中朝、西伯利亚、哈萨克斯坦等古陆，在南半球存在冈瓦纳古陆，在大陆中部赤道附近为古特提斯洋。古地磁资料研究表明，华北石炭纪—二叠纪古地理位置位于赤道以北的低纬度地区（杨振宇，马醒华等，1998）以及南北古陆的分布特征所形成的季风条件，使得晚石炭世研究区气候温暖潮湿。

早二叠世，冈瓦纳大陆发生向右旋转，在亚洲范围内，中朝地块之北与西伯利亚、蒙古之间仍有海域相隔，中朝地块与扬子地块进一步接近，到晚二叠世末期，南北大陆基本合并在一起，到三叠纪完全合并在一起，形成南北伸长状的联合大陆（王鸿祯，杨森楠等，1990；尚冠雄，1995）。大陆的聚拢使古地中海逐渐变小，东特提斯洋自东向西的强大暖流受到南北向联合古大陆的阻挡，东西向的季风中所含的湿气也逐渐减少，从而使得气候逐渐变得干旱。因此，研究区石炭纪—二叠纪气候由潮湿向干旱的总的变化趋势

可能与当时大陆的合并有关。

2.4.3.2 海水的进退对石炭纪—二叠纪气候波动产生了重大影响

针对北美阿巴拉契亚晚古生代含煤旋回层研究表明，古气候的短周期变动是受周期性海侵的控制(Cecil,1990)，而这种短周期的气候波动实际上是受冰川所控制的绝对海平面变化的表现(Heckel,1995)，这种海平面变化控制着基准面的变化以及带到相邻陆地湿气量的变化，从而控制古气候变化。海侵能带来充足的水分，使气候变得潮湿，而海退空气中湿气减少，气候将变得较为干旱。华北地台在晚石炭世—早二叠世曾发生多次海平面的进侵（武法东，陈钟惠等，1993；李增学，魏久传，1996；彭格林等，1999；陈世悦，2000；张鹏飞，邵龙义等，2001），研究区在中晚石炭世和早二叠世早期处于海侵影响范围内，由于海水频繁侵入本区，加上当时古地中海潮湿气流的影响，造成了研究区该期总体上较为潮湿的古气候条件，而没有明显的气候波动现象。晚石炭世末期、早二叠世早期海水开始向南部退缩，使得本区气候逐渐向干旱转变，到早二叠世晚期（下石盒子期）和晚二叠世早期（上石盒子期），海侵的范围主要限于南华北地区如河南、淮南一带，只有偶尔的海侵能够到达研究区，加上当时中朝板块和扬子板块逐渐靠近，从而造成研究区以干旱为主的古气候条件。到晚二叠世晚期和三叠纪，由于古地中海的完全关闭，整个华北地区完全气候干旱。因此，海水进退所造成空气湿气量的变化是影响研究区石炭纪—二叠纪古气候波动的重要因素。

2.5 小结

根据岩性、沉积构造等特征，从环渤海湾西部地区石炭系—二叠系中识别出18种岩相类型。

从岩相类型所反映的沉积环境及其在垂向上的组合，归纳出5大沉积体系、若干沉积相及沉积单元，分析了各沉积体系或沉积单元的沉积特征及石炭纪—二叠纪沉积环境的演化。

通过河北南部石炭纪—二叠纪含煤岩系古土壤、岩石特征、粘土矿物及地球化学等特征，分析了环渤海湾西部地区石炭纪—二叠纪的古气候演化特征。

3 环渤海湾西部石炭系—二叠系层序地层格架

20世纪90年代以来，人们开始将层序地层学应用于含煤岩系的研究，并获得了大量研究成果，对一些有关煤层形成条件、煤层厚度及横向展布控制因素的关键性问题进行了卓有成效的研究。前人研究表明，华北盆地含煤岩系主要形成于坡度极缓的陆表海海陆过渡环境。在这种古地理背景下，层序地层的发育及煤层在层序格架中的分布等特征具有较明显的独特性，下面将利用高分辨率层序地层学方法，讨论环渤海湾西部地区石炭系—二叠系含煤岩系的层序地层及层序格架中的煤层分布和古地理特征。

3.1 层序地层学研究现状

3.1.1 层序地层学简介

层序地层学最早是地震地层学应用于油气勘探领域而被提出的。1977年，Vail等发表的地震地层学论文集标志着层序地层学的萌芽。此后的10年，地震地层学迅速发展并日臻成熟，而且在油气勘探领域有了广泛的应用。1987年，Vail和Wagoner正式提出了“层序地层学”的概念，并发表了第二代Vail海平面变化曲线，Vail还提出以海平面升降作为层序演化的主控因素，至此，层序地层学理论基本形成（纪友亮，1997）。时至今日，层序地层学的应用已远非仅限于油气、煤等能源地质领域，它在区域地质、大陆边缘地质和地层学理论研究方面都取得了突出的成果，受到越来越多地质学家的重视（王鸿祯，1998）。

层序地层学研究主要包括两个方面的内容：一是全球绝对海平面变化曲线的建立和对比（如Vail等，1977a；Haq等，1988），二是在等时性地层序列中的岩性特征预测。第一方面的应用已受到严厉批评，因为支持这些曲线的许多假设条件是错误的（Miall，1986，1991，1992；Summerhayes，1986；Burton等，1987）。尤其是用来确定这些曲线的古生物、古地磁及放射性测年技术的精度不足以界定三级海平面变化曲线的时限。结果不同盆地的年代序列曲线被错误地叠加在一起，形成毫无意义的全球海平面变化曲线（Aitken，Howell，1994）。现在更为通用的是区域性的而非全球性的海平面变化曲线（Partington等，1993）。只有通过高分辨率生物地层学和年代地层学研究并对一些区域性旋回进行了详细分析后，才能把一些局部事件从全球性的等时性事件中区别开来，这样才能建立正确的全球海平面变化曲线。尽管如此，在那些年代资料很少或根本就没有年代资料的盆地中，全球海平面变化曲线还是有价值的（Posamentier，James，1993；Posamentier，Weimer，1993）。

尽管全球海平面变化曲线存在着不合理性，但并没有影响到层序地层学作为预测和揭示盆地充填历史工具的合理性。层序地层学在这方面的应用比建立全球海平面变化曲线的应用更广且更有价值，因为它依赖于可容空间的概念（Jervey，1988）。只要认识到以前提出的模型只是概念化的东西，并在使用层序地层学概念以前阐明局部影响因素（如沉积物供给、盆地形态），层序地层学是可以应用到许多不同类型的构造背景和沉积环境中的（Posamentier，Allen，1993a；Posamentier，James，1993；Posamentier，Weimer，1993；Weimer，Posamentier，1994b）。自从它旋回地层学（allostratigraphy）（NACSN，1983）、成因层序地层学（Galloway，1989）和Exxon模式层序地层学（Jervey，1988；Posamentier，Jervey等，1988）被提出后，人们就已经开始讨论它们的优缺点了（Walker，1990，1992；Posamentier，James，1993）。它们的共性是都与事件地层学相关联，并且都是基于岩石记录中的旋回性以及相对时间地层格架的测定，主要差别在于旋回之间界面的厘定。它旋回地层学方法使用限制它旋回地层单元的任何一种不连续面，Gallowayd成因地层学方法使用最大海泛面限定成因地层层序，而Exxon公司的层序地层学方法则使用不整合面限定沉积层序。正

因为如此，成因地层学和层序地层学可看作是基于描述性特征的它旋回地层学的子集。因此，成因地层学和层序地层学方法两者与它旋回地层学没有根本的冲突（Aitken，Howell，1994）。但是，成因地层学和层序地层学之间有较大的争议。成因地层层序从凝缩层和最大海泛面的识别开始，而在有些情况下，凝缩层和最大海泛面的识别通常比不整合面的识别要容易得多，尤其在测井数据中。这两种方法相互并不排斥，都有各自的优缺点，且在同一个研究中，两种方法可以同时使用（Aitken，Howell，1994）。只是成因层序地层学在预测砂层沉积的时间和地点方面与由不整合面限定的层序（Exxon模式层序地层学）相比，其预测功能稍差（Aitken，Howell，1994）。

3.1.2 高分辨率层序地层学研究现状

到目前为止，高分辨率层序地层学还没有被特别定义过。从广义上讲，高分辨率层序地层学是基于露头、测井和包括三维地震的现代高分辨率地震数据体，具有较高地层分辨率的层序地层研究方法，与传统地震地层学方法或其他常用地层学方法相比，具有更高的地层分辨率（Nystuen，1998）。这种以高分辨率地震数据体研究为主的层序地层学概念正在被成功地应用于地下资料分析，并极大地改进了人们对相几何形态及储层构架的理解，从而使得层序地层学成为油气工业中一个预测功能强大的相分析工具。

虽然高分辨率层序地层学已被应用到各种层序地层模式和方法中，但其方法仍然来源于Exxon模式。Exxon模式假设包括高频海平面变化在内的海平面变化具有全球等时性，而且这种等时性应当在层序的垂向记录中得到反映。因此，在Haq的海平面变化曲线上实际已反映出了三级和四级海平面变化。

Van Wagoner，Mitchum等（1990）进一步发展了高分辨率层序地层概念。他们强调高分辨率层序地层没有时间和空间尺度的含义，全球海平面变化中高频旋回是四级或更高级别层序或准层序形成的主要原因。尽管如此，他们还是建议应该根据岩相、界面结构特征以及岩石特征的变化来划分准层序和体系域，而不是根据理论上的海平面变化位置来确定。Cross（1988）则认为这些高级别的层序是复合成因的。

准层序在Exxon高分辨率层序地层模式中具有重要的地位，它与体系域一起构成层序的基石。在高分辨率层序地层学中，准层序不仅以海泛面为界，而且分布在层序的特定位置。准层序的顶或底可以是层序界面或随后的海泛面。Van Wagoner（1995a）认为准层序海泛面的陆上对比面是无侵蚀或侵蚀微弱的假整合面。

Mitchum和Van Wagoner（1991）根据他们的经验认为，高频层序最有可能发育在沉积速率高而构造沉降速率低的环境中，三级、四级和五级层序与全球海平面变化的旋回性有关，且对应于Milankovitch的轨道偏心率、黄赤交角和岁差旋回；并认为四级层序的时限为0.1～0.2Ma，五级准层序和高频层序的时限为0.01～0.02。五级层序单元叠置成四级层序，而四级层序又叠置成由主要层序边界限定的三级复合层序。

最近，国外出现了一些有关高频海平面变化或者说高频海平面变化与构造运动和沉积物供给之间相互作用形成四级或更高级别层序的研究（Brown，Benson等，1995；Van Wagoner，1995b；Surlyk等，1995；Henriksen，Weimer，1996；Church，Gawthorpe，1997）。高分辨率层序地层学原理也已被应用到现代三角洲研究（Bellotti，Chioccl等，1994）和利用三维模拟技术的三维储层描述（Tinker，1996）。

在中国，层序地层学的应用首先也是开始于石油工业，由于中国油气田储层绝大部分均为陆相沉积，因此引入层序地层学后，中国的地质学家们就开始探索陆相沉积的层序地层研究方法及层序发育模式，在详细分析海陆相层序地层研究的差异性和陆相沉积层序控制因素的基础上，探索出了陆相坳陷和断陷湖盆的层序地层研究方法及层序地层发育模式（顾家裕，1995；冯有良，李思田等，2000；朱筱敏，康安等，2003；冯有良，周海民等，2004），并提出了诸如“构造坡折带”（林畅松，潘元林等，2000；胡受权，郭文平等，2000）等一系列具有陆相特征的层序地层术语。随着我国油气勘探精度要求的提高，高精度（高分辨率）层序地层学也被大量地应用。目前国内开展的高分辨率层序地层研究大致可分为以Exxon经典模式为基础的高分辨率层序地层研究（林畅松，张燕梅等，2000；林畅松，刘景彦等，2002）和以Cross提出的基准面变化原理为基础的高分辨率层序地层学（如邓宏文，王洪亮等，2000）。同时国内也开展了陆相湖盆沉积层序

的计算机模拟研究（林畅松，解习农等，1998；胡受权，王英民等，1998；林畅松，张燕梅，1999）。

3.1.3 含煤岩系高分辨率层序地层学研究现状

20世纪90年代以来，在层序地层学思想影响下，越来越多的煤田地质学家注意到河道决口、三角洲迁移等自旋回机制只能解释那些与理想旋回层不一致的局部变化，而不能解释那些在整个盆地范围甚至全球性分布的沉积特征或旋回层的成因（邵龙义，1989；邵龙义等，1992；程宝洲，郭敏泰，1992；邵龙义，张鹏飞，1997；Holz，Kalkreuth等，2002）。层序地层学与旋回地层学相结合，建立的层序地层格架、旋回序列及其所反映的海平面变化规律等，可为含煤岩系年代地层、旋回性及盆地演化等研究提供可靠依据，进而推动聚煤作用理论的发展。因此可以说，层序地层学的出现将开辟含煤岩系研究的新篇章（Holz，Kalkreuth等，2002）。

目前，许多煤田地质学家都已认识到大面积稳定分布的厚煤层作为含煤岩系中的一个等时面，形成于海平面（基准面）抬升过程，即海（湖）侵过程成煤，而煤层底板的根土岩则是基底暴露期间形成的古土壤层，代表一定的沉积间断（Arditto，1991；Diessel，1992；Flint，Aitken等，1995；邵龙义，张鹏飞，1998）。同时也认识到，大多数大面积分布的厚煤层常常出现在最大海侵点处或其附近（Hamilton，Tadros，1994；Aitken，Flint，1995；Flint，Aitken等，1995；邵龙义，张鹏飞，1998；Ryer，1988），这主要是因为厚泥炭层的堆积需要有持续存在的可容空间以容纳快速堆积的泥炭（Diessel，2000），而适合成煤的最大可容空间的持续保持需要有潜水面或基准面的不断抬升，这种基准面的抬升又离不开海平面的抬升。因此，一般认为大区域性分布的厚煤层一般都形成于最大海泛期（Hamilton，Tadros，1994；Aitken，Flint，1995；吴因业，1996）。

一些研究表明，大面积展布的煤层可能形成于海平面上升过程，即海侵过程成煤。Petersen和Bojesen等（1998）在研究丹麦中央地堑中侏罗统层序地层格架后，识别出其中的“海退型煤”（regressive coal）和“海侵型煤”（transgressive coal），其中海退煤并非是在海退时形成，而是在低位晚期海平面缓慢上升期间形成，海侵型煤则是海平面迅速上升期间形成。海平面迅速上升时期的煤与海平面初始上升期形成的煤在显微组分特征和地球化学特征方面都有显著的不同（Diessel，1992）。

McCabe和Parrish（1992）认为，泥炭主要形成于突起或漂浮沼泽，河流三角洲中的煤一般堆积在与海侵密切相关的突起沼泽中。进一步的研究表明，大面积分布的以海相石灰岩或含海相化石的泥岩为顶板的煤层多形成于海侵过程（Diessel，1992；Hartley，1993；邵龙义，张鹏飞，1998；林畅松，刘景彦等，2002），一般为海侵体系域的组成部分，并和上覆的陆源碎屑沉积物一起构成了典型的海陆过渡相含煤旋回层。区域上分布广泛的煤层是在长期的、遍及盆地范围的碎屑物质供给不足以及潜水面抬升期间形成的，因为只有在这种情况下，才能为泥炭的持续堆积提供有效的可容空间（Hampson，1995；Hampson，Elliott等，1996）。由于在海平面变化旋回中可容空间变化速率呈有规律变化，且在理想状态下，低位期和高位期可容空间变化速率具有对称性。为此，Bohacs和Suter（1997）提出了煤层厚度和连续性与层序地层格架的关系模式，认为最厚的、分布孤立的煤层易形成于低位体系域晚期和海侵体系域早期；连续性最好的煤层易形成于低位体系域中期和高位体系域中期；海侵体系域中期、高位体系域晚期及低位体系域早期煤层的厚度最薄且分布孤立。中国南方石炭系—二叠系含煤岩系的研究表明，厚度大、分布广煤层的形成，不仅与海平面变化有关，而且也与泥炭堆积的环境有关（邵龙义，陈家良等，2003；Shao Longyi，Zhang Pengfei等，2003）。

从所开展的这些研究工作来看，含煤岩系层序地层学的研究已经取得了较为实质性的进展，如人们在煤层形成控制因素的认识上已经从一开始的相控成煤到海平面变化控制成煤，直到可容空间变化速率是煤层堆积的基本因素的转变，并认识到煤层厚度及连续性受海平面/基准面变化的控制，而导致在层序地层发育的不同阶段形成的煤层其厚度及连续性存在差异。但在层序发育或者说海平面/基准面变化的哪个阶段最有利于厚度大、横向分布连续煤层的形成，以及煤层是否能够作为层序边界特征等方面，仍然存在争议。这些问题对于含煤岩系，尤其是海陆过渡环境中沉积的含煤岩系的层序地层学研究是十分重要的，因为它直

接决定了在层序地层划分时，煤层是最大海泛面的标志，还是一般海泛面的标志。同时在这种环境中由于地形平缓大部分地区不发育下切谷，在河道间常常形成暴露面，在这种情况下，底板具有暴露特征的煤层也有可能兼具有海侵面和层序界面的特征。因此，含煤岩系层序地层研究的这些问题还有待进一步探讨。

3.1.4 华北盆地石炭系—二叠系层序地层研究现状

从20世纪90年代开始，有众多专家、学者对华北石炭系—二叠系含煤岩系开展了大量的层序地层研究工作，尽管他们所研究的地层单位、主要研究区以及所用层序地层术语体系各有不同，但都对石炭系—二叠系的含煤岩系进行了卓有成效的研究，提出了不同的层序地层划分方案，并对层序发育特征及其控制因素进行探讨。下面对具有代表性的几种观点按研究时间先后顺序进行简要总结。

李思田和李祯等（1993）认为，华北地台石炭系—二叠纪煤系为陆内相对稳定的内陆表海条件下的沉积，同期的边缘海部分可能相距很远或在板块消减及大陆碰撞过程中被破坏掉，其层序地层样式与北美学者在大陆边缘含油气盆地所做出的成果有根本差异。因而具有以下特点：①古坡度极缓难以形成侵蚀成因的角度不整合；②低位体系域在地台广大范围内可能并不存在，层序底部常以海侵体系域开始；③体系域出现的顺序并不一定是低位—海侵—高位的简单模式；④在一些基底较活动、沉降较深的地区，一些层序底部有可能发育代表低位体系域的深切谷充填。

武法东和陈钟惠等（1994）识别出29次海侵事件，将华北盆地石炭系—二叠系本溪组—下石盒子组划分为3个层序、9个小层序组、23个小层序。其中层序I包括本溪组、晋祠组以及太原组底部的煤层，由3个小层序组、8个小层序组成。层序II包括太原组与山西组，根据沉积作用的阶段性和海侵作用的规模、频度，可进一步划分为4个小层序组和9个小层序。层序III主要由下石盒子组的2个小层序组、6个小层序构成，由于海域的退出，层序III缺少海相沉积，小层序组的划分与聚煤作用周期一致，即与煤组一致。但没有划分出体系域。

李增学等（1994，1996，1998）在山东石炭系—二叠系层序地层研究中，认为完整的陆表海聚煤盆地充填序列可划分为五级层序：盆地充填层序（一级）、构造层序（二级）、层序（三级）、小层序组（四级，与体系域相当）和小层序（五级）。据盆地区域性不整合面、区域性海退事件界面、构造应力场转换面和最大的海退事件界面出现的位置和区域追踪结果，将华北南部晚古生代地层（本溪组—石千峰组，作者注）划为5个三级层序，其中内陆表海盆地（本溪组—山西组沉积，作者注）共划分出3个三级层序。以海侵层和泥炭层（煤层）为小层序划分的主要依据，划分出17个小层序。根据层序内部最大海泛面出现的位置，小层序的进积、加积及退积特点，认为华北石炭纪—二叠纪陆表海盆地的含煤层序为“海侵体系域—高位体系域”的二元结构型，低位体系域不发育。

陈世悦和刘焕杰（1994，1995，1999，2000）认为，华北石炭纪—二叠纪沉积建造由两部分组成，下部为碳酸盐岩与硅质碎屑岩构成的含煤建造，上部为硅质碎屑岩红色建造。根据不整合面及其他识别层序界面的标志，该两部分沉积建造共划分为5个沉积层序，分别属于陆表海型、过渡型和湖泊型层序。其中陆表海型层序仅发育海侵体系域和高位体系域；过渡型层序由低位体系域、海侵体系域和高位体系域构成；湖泊型层序包括低位体系域、水进体系域和高位体系域。并认为盆地充填超层序的发育受控于全球二级相对海平面变化，而沉积层序的发育则与区域性造山作用引起的三级海平面变化有关。

窦建伟和邵龙义等（1997）及邵龙义和张鹏飞等（1999）根据区域不整合面及局部角度不整合（风化壳）、根土岩的发育、生物带的缺失、海侵方向及沉积体系转换面、河流砂体的发育等辨认出7个层序界面，它们分别是奥陶系灰岩顶部风化面、8号煤底板海侵方向转换面、山西组底部北岔沟砂岩底面、下石盒子组底部骆驼脖子砂岩底面、上石盒子组底部砂岩（桃花泥岩顶面）、石千峰组底部砂岩底面以及二叠系和三叠系界线处的磁极倒转面，依据这些层序界面将研究区晚古生代地层划分为6个层序。层序I包括本溪组及太原组8号煤底板以下，底界面为奥陶系灰岩顶部风化面。层序II包括太原组中上部，从8号煤底板到山西组底界。层序III包括整个山西组，从底部北岔沟砂岩底到下石盒子组底部骆驼脖子砂岩的底。层序IV包括下

石盒子组，以下石盒子组底部的一套叠置的砂岩（相当于太原西山的骆驼脖子砂岩）为底面。层序Ⅴ发育于上石盒子组，底部为以河流沉积为主的深切谷充填沉积，中部为基准面抬升期的以相对较细粒的沉积为代表的海侵体系域沉积。上石盒子组沉积晚期，偶有海水从南侧涌入，发生短暂的海侵，并将正常的海相生物带入陆地，形成薄层含海绵骨针的硅质泥岩，代表本层序的最大海泛阶段沉积，海绵骨针硅质岩底面为该层序中的最大海泛面，之上为高位体系域沉积。层序Ⅵ包括石千峰组，底部以叠置的厚层砂体为特征，代表低水位期的沉积，其上的厚层的泛滥盆地砂泥岩互层沉积代表基准面抬升期的沉积，属于水进体系域沉积。上部发育几层比较稳定的淡水灰岩或泥灰岩，为湖泊水面抬升到最高阶段的沉积，其底面代表该层序中的最大海泛面，从淡水灰岩往上即是高位体系域的沉积。

李宝芳和温显端等（1999）用层序（三级层序）、超层序或层序组（亚二级层序）、超层序组或中层序（二级层序）和大层序（一级层序）将鄂尔多斯东缘、豫西和南华北含煤的本溪组、太原组、山西组分为2个中层序、6个层序组、19个层序。认为区内层序地层具有克拉通盆地陆表海沉积的一般特征，层序厚度小、沉积相横向稳定而垂向变化大，沉积相组合和空间分布受海平面升降和海水进退的控制作用十分明显。其原因是盆地基底沉降速率和沉积物沉积速率都很低、古大陆剥蚀夷平程度高、古坡度极缓所致。华北古大陆范围辽阔，现今保存下来的石炭系—二叠系基本都是大陆架之内的沉积，因此三级层序主要由海侵和高位体系域组成。

程爱国和魏振岱（2001）将华北石炭系—二叠系含煤岩系划分为2个超层序、6个层序和32个准层序。S1层序以奥陶系、寒武系顶部风化面为底界，$一_1$煤底板为顶界所限定的一整套地层，由海侵体系域和高位体系域组成。S2层序由$一_1$煤底板和$二_1$煤底板所限定。S3层序由$二_1$煤层底板和桃花泥岩顶板不整合面所限定，由低位体系域、海侵体系域和高位体系域组成。S4层序以桃花泥岩顶面为底界，以相当于河北南部上石盒子组中部巨厚砂岩的K_7砂岩的底为顶界，可划分出低位体系域、海侵体系域和高位体系域，最大海泛面为$三_3$煤层顶板。S5层序为由K_7砂岩的底面和平顶山砂岩底部不整合面所限定的一套相对整合的地层，由低位体系域、海侵体系域和高位体系域组成。S6层序主要由石千峰组组成，其底界为平顶山砂岩底部不整合面，顶界为金顶山砂岩底的不整合面由低位体系域、海侵体系域和高位体系域组成。

上述各专家、学者的研究对象均为华北盆地的石炭系—二叠系，但由于石炭系—二叠系在不同地区保存程度不同，且内部地层单元的发育程度（主要是沉积厚度）不同，加之各专家、学者的主要研究范围也各有不同，因而提出了不同的看法。其中对于本溪组—山西组含煤层段的层序划分，尽管所使用的层序单位术语以及界面位置各有不同，但基本上将这段地层划分为相当于本书中的2～3个三级层序，且认为本溪组—太原组陆表海沉积基本不发育低位体系域，主要发育海侵和高位体系域。下石河子组—石千峰组的研究程度相对来说薄弱一些，从他们的研究结果看，在该套地层发育较全的地区，被划分成了3个三级层序，且各层序基本都发育低位体系域、海侵体系域和高位体系域，各层序主体所包含的地层基本与这三个岩石地层单元相当，其标志性的界面为几套发育较为广泛的砂岩。上述研究有的从某个局部地区，有的从华北全盆地对石炭系—二叠系进行的卓有成效的研究，为本次环渤海湾地区及外围晚古生界层序地层研究提供了重要的参考。

3.1.5 本书采用的层序地层学术语体系

产生于被动大陆边缘的Exxon层序地层模式有一套相对完善的层序地层学术语体系，后来经过发展和完善，其中的一些术语得到了重新定义，一些新的术语也被增加进来。人们根据研究对象的不同，在实际研究中以Exxon模式的术语体系为基础形成了不同的相对独立的术语体系，如高分辨率层序地层术语体系就是很好的例子。本书研究的华北石炭系—二叠系聚煤盆地整体上为一套海陆过渡环境的沉积序列，受海平面的高频变化影响明显，尤其是上石炭统—下二叠统更是如此。为此，本书采用Mitchum和Van Wagoner (1991)提出的高分辨率层序地层术语体系进行环渤海湾西部地区石炭系—二叠系的高分辨率层序地层研究。需要说明的是，这套术语体系在层序、体系域、准层序、海侵面、层序界面等方面还是沿用了Exxon层序

地层模式的含义，只是在原来基础上提出由四级或更高级别的层序以高位层序组、海侵层序组和低位层序组的形式叠置成三级复合层序，并阐述了不同级别海平面变化曲线的叠置及其与不同级别层序的关系。

3.1.5.1 不同级别旋回的叠加及复合海平面变化曲线

几个不同频率的海平面变化曲线分级叠置在一起可以形成一条复杂的海平面变化曲线，而这就是不同级别海平面旋回叠置的复合结果。Mitchum 和 Van Wagoner（1991）用不同周期和振幅的正弦曲线相叠加的模型阐述了不同级别海平面旋回的叠加，认为若具有较小振幅的高频四级或五级旋回和具有较大振幅的低频三级旋回进行叠加，得到一条复合曲线，该曲线保留了低频三级旋回的基本形态，同时又反映了高频旋回较小幅度的振动。在低频曲线下降阶段，高频曲线的下降幅度增大，而上升幅度减小，在这个阶段，最有可能发育具有不整合面的I型四级层序；在低频曲线上升阶段，高频曲线上升幅度增大，而下降幅度减小，在此阶段，最有可能发育四级准层序或II型四级层序。高频曲线下降幅度最大的位置出现在低频曲线下降速率最大的拐点（inflection）上。由于这个位置与三级海平面下降速率最大的位置相对应，因此，将会形成三级层序界面。

但是这种海平面变化曲线的形态和相对幅度也有可能出现例外的情况。如在晚更新世较老的岩石中，五级旋回曲线的振幅与三级旋回曲线的振幅相当（Boyd，Suter 等，1989）。

3.1.5.2 层序（sequences）、体系域（system tracts）与准层序（parasequences）

层序是层序地层学的基本地层单元，是由不整合面或与之可对比的整合面限定的、相对整一的、成因上有联系的一套地层（Mitchum，Vail 等，1977）。更具体地说，层序是内部无明显的不整合面的、成因上有联系的一套地层序列，由以体系域的样式叠加的准层序或准层序组组成，其边界为不整合面或与之可对比的整合面。层序可划分为由同时期沉积体系组成的体系域（Brown，Fisher，1977），包括低位体系域、海侵体系域和高位体系域以及陆架边缘体系域。低位体系域由盆底扇、斜坡扇和进积复合体组成。体系域被解释为一个完整海平面上升—下降旋回特定阶段的沉积。但是，层序和体系域的识别确实基于地层几何形状和物理关系，所使用的地层和相的客观标准并不依赖于其出现频率、厚度、横向覆盖范围以及沉积机理（Mitchum，Van Wagoner，1991）。体系域的识别依赖于：①层序中的垂向位置；②体系域中准层序组的进积或退积叠加模式；③沉积环境、相在层序内部的横向分布位置（Van Wagoner，Mitchum 等，1990）。

组成层序和体系域的基本单元是准层序和准层序组，它们由层和层系组成。准层序被定义为由海泛面及与之可对比面所限定的、成因上有联系的层或层系组成的相对整一的地层序列（Van Wagoner，Mitchum 等，1990）。一般准层序的沉积特征为一个水深逐渐减小的地层记录。这种逐渐变浅的单元之后为水体的突然加深，也就是形成准层序边界的海泛面。准层序在碳酸盐岩和硅质碎屑岩中都比较常见。准层序一般有三个形成机制：①三角洲朵体的前三角洲泥岩被压实导致水深迅速增加，并伴随有分流河道的决口（Frazier，1967）；②在地震期间沿断层地带的快速构造沉降；③海平面的高频相对上升所形成的旋回。准层序在浅海沉积中发育最好，它们的边界是良好的等时地层标志，但在非海相沉积或深海沉积中，由于微小的海平面变化在这些沉积环境中反应并不明显，因此很难识别和对比准层序（Van Wagoner，Hostad，1995）。准层序组是准层序在垂向上以进积、退积或加积方式叠加起来的地层序列。也有人认为，sequence和parasequence为不同等级上的术语，而建议将 parasequence 翻译为小层序（李思田，李祯等，1993）。

3.1.5.3 层序组（sequence sets）与复合层序（composite sequences）

四级层序常以层序组的形式出现，并组成三级复合层序。层序组是“一组具有明显进积、加积或退积叠加样式的层序”。复合层序是由成因上相互联系的层序所组成的地层序列，其中单个的层序叠加成低位、海侵和高位层序组。复合层序中的层序组类似于层序中的低位、海侵和高位体系域。每一个层序组都有其明显的特征（Mitchum，Van Wagoner 等，1991）。

在低位层序组（lowstand sequence set）中，四级层序较容易识别，在这里单个的层序叠置形成进积到加积的样式（图 3.1）。在陆架上，单个层序的边界通常可通过下切谷来识别，层序的远端向盆地方向减薄并向盆地底下超，在富砂的四级层序中，单个层序中的浊积扇可能发育在斜坡脚的位置。

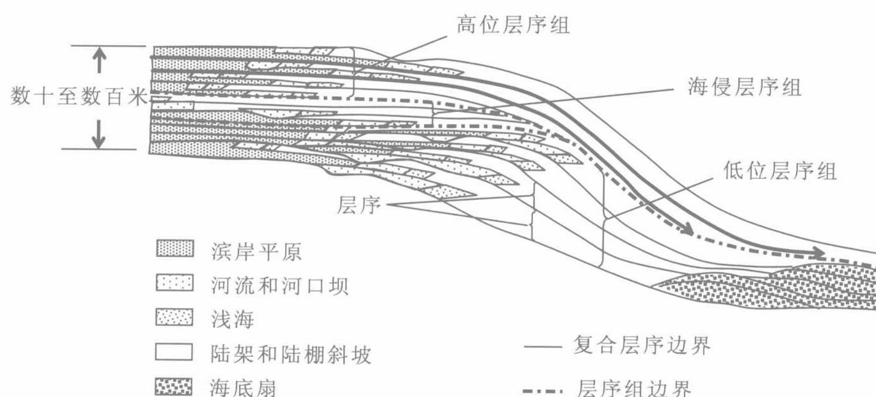


图 3.1　层序、层序组和复合层序关系图

Fig.3.1　Diagram of sequences,sequence sets and composite sequences,composed of parasequences,stack into lowstand, transgressive,and highstand sequence sets(analogous to systems tracts in sequences)to form composite sequences

（据 Mitchum 等，1991）

由准层序组成的层序叠置成低位、海侵和高位层序组（可类比于体系域），再叠置成复合层序

海侵层序组（transgressive sequence set）以单个层序组成向陆步进的叠加样式为特征（图 3.1）。在垂向剖面中，每一个层序都有较多的远端相单元，直到达到最大海泛面或凝缩层的位置和上覆具有进积叠加模式的高位层序组的出现。层序边界上的侵蚀可能比较微弱，因为在海侵层序组中河谷的下切作用并不明显。

高位层序组（highstand sequence set）以单个层序组成进积叠加样式为特征（图 3.1）。在海湾盆地中，高位层序组保存较好，但单个的四级层序的高位体系域含泥质较多，且大多被侵蚀。一般来说，高位层序组比低位层序组含泥质多。由于在三级层序边界处，三级海平面下降速率最大，四级海平面下降幅度较大，所以，在最上部的四级层序可能会发育下切谷。

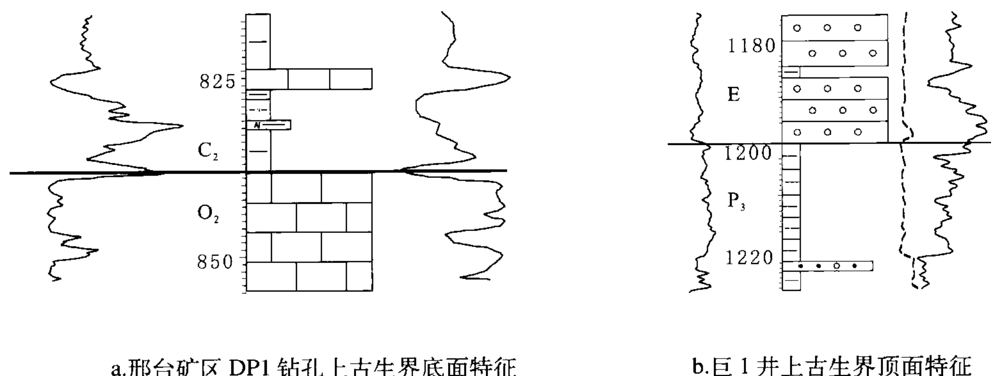
3.2 层序关键界面识别

3.2.1　三级复合层序边界

研究区石炭系—二叠系三级复合层序边界主要有区域不整合面、构造应力转换面、河流下切冲刷面、海侵方向转换面，这些界面不仅是三级复合层序的边界，同时也是部分四级层序的边界。

（1）区域性不整合面

古构造运动形成的区域性不整合面是石炭系—二叠系层序地层划分最重要的界面，如中奥陶世石灰岩顶面为中奥陶世之后长期风化侵蚀形成的，它既是石炭系与奥陶系的分界面，也是上石炭统三级复合层序I和四级层序S1的底界；而古生界顶面的不整合面则是长期暴露遭受侵蚀所形成，其上覆地层可以是第四系，也可以是第三系，在本研究区其上尚未见到三叠系。由于该区域性不整合面上，不同地区二叠系被侵蚀的程度不同，因而该界面可能为不同复合层序或四级层序的顶界面，即该界面具有明显的穿时性。在邢台矿区钻孔DP1中，上石炭统本溪组底界面上下岩性明显不同，之上为铝土质泥岩，之下为巨厚的灰岩，测井曲线中 *GR* 和 *Rt* 也表现出突变的特征（图 3.2a）。在巨 1 井上古生界的顶面也有突变的特征，之上为下第三系的巨厚砾岩，之下为石千峰组的紫红色泥岩，*GR* 和 *AC* 测井曲线在界面处突然减小，*Rt* 突然增大（图 3.2b）。



a.邢台矿区 DP1 钻孔上古生界底面特征　　　　b.巨 1 井上古生界顶面特征

图 3.2　石炭系—二叠系顶、底界面特征（深度单位：m）

Fig.3.2　Characteristics of the top and bottom boundary of the Permo-Carboniferous

（2）构造应力转换面

由于盆地构造应力场的改变，使得盆地沉积环境和沉积特征发生明显的变化，特别是可以导致盆地内占主要地位的沉积体系以及相应的体系域组成发生巨大变化（李增学等，1996，1998），构造应力转换面在盆地内部可能表现为整合面，在盆地边缘则为侵蚀面或冲刷面。其中石千峰组底部平顶山砂岩在南华北有证据表明是一区域性不整合面（刘和，1990）。

（3）下切谷冲刷面

区内一些区域性分布的砂岩代表低位期的河流下切充填沉积，其底面也是一种侵蚀不整合面，可作为层序界面。如山西组底部的北岔沟砂岩、下石盒子组底部的骆驼脖子砂岩以及石千峰组底部平顶山砂岩等。这些砂岩底界面常为河道强烈下切形成的区域性冲刷面，其上、下沉积环境、古生物组合、陆源碎屑成分及微量元素组成等一般都有明显变化（窦建伟，邵龙义等，1997）。

（4）海侵方向的转换面

研究区在太原组下部大青灰岩沉积之前，在同生构造控制下（北升南降），南部地势变低，海侵方向由原来的北东方向变为南东方向，这一界面已经通过区域古地理分析被识别出来，代表着新的沉积事件的开始。

河北省石炭系—二叠系，太原组8号煤以下的地层在河北省中部唐山地区发育石灰岩四层，但这些石灰岩层向南逐渐变薄，层数也逐渐减少，到最南部的峰峰地区，本溪组石灰岩已基本不发育，说明当时的海水由东、北东方向向南部侵入。在8号煤以上，情况则恰恰相反，峰峰地区发育大青、中青、小青、伏青、山青等多层石灰岩，而向北则石灰岩层数和厚度都逐渐减少变薄，到中部大城一带，该段地层中石灰岩已基本不发育，说明8号煤层的底板代表一个海侵转换面，在此转换面以下海水从北东方向侵入本区，在该界面以上，海水从南部侵入本区。这一转变代表着新的沉积事件的开始，可作为层序界面。另外，从河北南部钻孔煤层碳同位素分析结果，也可以发现8#煤层与9#煤层之间碳同位素含量出现突变（图 3.3），表明其沉积环境发生了较大变化。

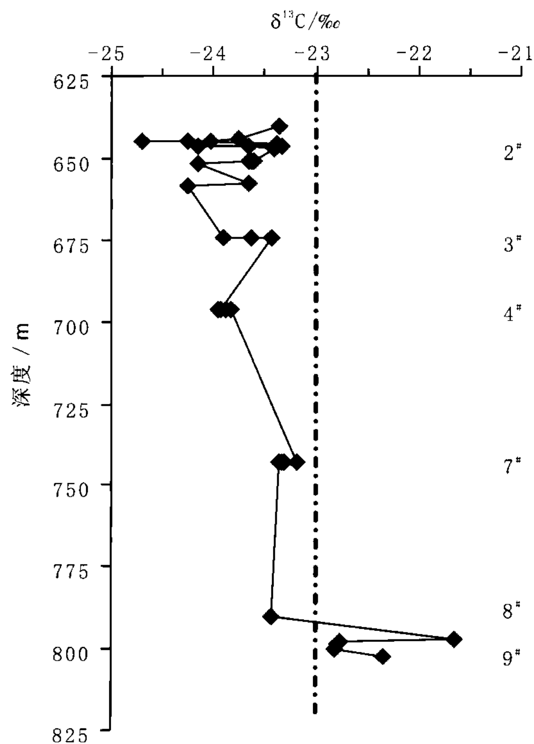


图 3.3　邢台矿区 DP1 钻孔煤层碳同位素分布图

2#～9#为煤层编号

Fig.3.3　Distribution of carbon isotopes of coal in Well DP1 in Xintai mining area

3.2.2 四级层序边界

除了上述三级复合层序边界也是四级层序边界外，在三级复合层序内部还有许多四级层序界面，其识别特征主要有以下几方面。

（1）河流侵蚀面

在河道发育地区，河流下切侵蚀形成的侵蚀不整合面。这类界面主要是指局部地区而不是区域上发育的河道所形成的界面，在横向上可对比的界面主要为河流泛滥盆地中形成的古土壤层。

（2）煤层

煤层的发育与海平面变化有密切关系。虽然泥炭堆积成煤可出现于海平面变化曲线的任何位置，但厚度较大、分布广泛的煤层则可能出现于最大海侵处或其附近（Aitken，1995）。通常煤层与其下的底板岩层没有直接的成因关系，其底面代表了一段时间的沉积间断，可作为准层序或层序的界面。如果煤层下有下切河道发育那么煤层底面可能是河道充填之后的首次海侵面；如果没有下切河道发育，煤层底面则是长期暴露之后，再次被水淹没的面，因此它既是海侵面，也是与下切河道底面可对比的河道间层序界面。主要发育于本溪组、太原组和山西组煤层较发育的地层中。

（3）古土壤及根土岩

在本研究区所识别的古土壤中古潜育土主要分布于太原组和山西组，一般以煤层底板岩层为母质形成的，煤层底板的根土岩顶面也就是煤层的底面。因此，古潜育土的出现一般可能为四级层序界面或海侵面；古新成土则未必是层序界面的标志，还需考虑其上下岩层的关系，若上下沉积环境有较明显的相变，则可将其视为层序或准层序界面。在下石盒子组和上石盒子组河流相沉积中发育的古旱成土和古变性土，一般形成于泛滥盆地厚层紫红色泥岩中，它们的出现，也代表了河流泛滥的间歇期，是地表暴露的一个主要标志，代表了一段时间的沉积间断，因而这些古土壤层出现的位置是与河道下切侵蚀面可对比的河道间层序界面（Wright，1996）。

在河流相沉积中，在有河道砂岩发育的地区层序界面置于河道砂岩的底部，没有河道砂岩发育的地区则主要靠古土壤或岩性、相序组合来识别。

3.2.3 初始海泛面与最大海泛面

海泛面也是层序地层学研究中十分重要的成因地层界面，一个四级层序中的初始海泛面和最大海泛面是划分低位体系域、海侵体系域和高位体系域的界面。从各种岩层所形成的沉积环境看，以下几种类型的特征岩层或岩层组合代表了所在地层序列沉积时达到了最大洪泛。

（1）石灰岩

代表了每一含煤旋回中的最大海泛阶段，在全区广泛稳定分布，具有等时性，是划分对比地层的标志之一，可作为不同级别层序的凝缩层对待，而代表层序中最大海泛的一层石灰岩可作为划分海侵体系域和高位体系域的分界。

（2）区域分布的厚煤层

三角洲平原沉积中一些大面积分布的巨厚煤层多是最大海（湖）泛期的沉积，在海平面上升达最大时，但海水又没有进侵到该位置，在地形平缓和碎屑注入较少的情况下，常发育大型了三角洲间湾沼泽、河道间沼泽，从而发育了厚度较大分布广泛的煤层，如山西组2#煤层的发育，因此可以将这样的煤层出现位置确定为最大海泛的位置，在实际操作中，可将其底面作为最大海泛面以区分其下的海侵期沉积和其上的高水位期沉积。大面积或盆地范围展布的厚煤层多是主要幕式聚煤作用期的产物，多代表最大海泛面沉积，而较小范围展布的煤层则是次一级幕式聚煤作用期的产物，代表正常海泛面沉积。

（3）硅质海绵岩

在上石盒子组发育3～4层硅质岩，硅质岩内海绵骨针十分丰富，但比较破碎，在研究区稳定分布，在两淮、河南、河北、山东以及太原都有发育（尚冠雄等，1993），其形成与海侵密切相关（葛宝勋等，1985），

代表了晚二叠世的多次海侵事件，可作为所在层序的最大洪泛沉积。

（4）沉积旋回结构的反转

在其他很多情况下，尤其是在纯陆相或在滨海冲积平原背景中，向上变浅的准层序一般发育不好或难于辨认，沉积作用多以垂向或侧向加积为主，没有明显的进积和退积，也没有明显的标志性岩层，这时可通过地层序列的堆叠样式的变化加以判断。

如图3.4所示，新巨5井2324～2405m井段，下部为一套厚度较大的中砂岩，同时在其上还发育了一层粉砂岩，向上又发育一厚度较薄中砂岩，之后沉积物粒度开始增大，发育厚度较大的一套细砂岩，往上则发育数套厚度逐渐增大的中砂岩，这些砂岩之间还夹泥岩，泥岩厚度也有由薄变厚再变薄的趋势，形成了一个正旋回和一个反旋回的叠加，最大海泛面的位置就应当放在砂岩粒度转换的位置。在巨1井的1580～1542m井段也是如此，不过从GR测井曲线上也基本可以识别出其最大海泛面的位置（即*GR*值最大的位置）。而在庆古1井3976～4030m井段主要以细粒沉积物为主，从中也可以发现尽管没有明显的向上变细的正旋回出现，但有两个十分明显的向上变粗的反旋回，这种情况下可将最大海泛面置于最下一个反旋回的底部泥岩，或其下厚度较大的泥岩的位置。

在本溪组、太原组和山西组中，主要发育海侵体系域和高位体系域，且海侵体系域一般从一套煤层开始，因此初始海泛面在无河道发育的地区与层序界面重合，在发育小型河道的地区，则位于河道砂岩之上的泥岩、铝土质泥岩或煤层底面。在下石盒子组、上石盒子组和石千峰组中，通常为一套河道砂岩或决口扇沉积之上的泥岩底面。在没有河道发育的地区，该面与层序界面相重合，一般为泛滥盆地中形成的古土壤层的顶面。

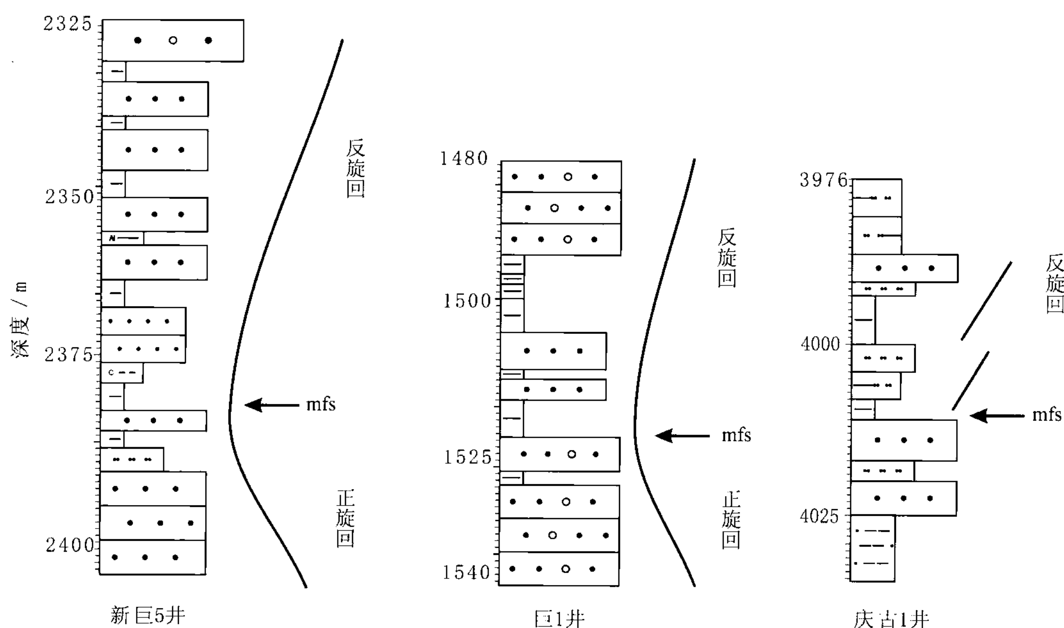


图3.4 沉积旋回结构的转换识别最大海泛面示例

Fig.3.4 Examples of recognizing the maximum flooding surfaces by the changes of sediment cycles

3.3 重点剖面点（井）高分辨率层序地层分析

为了详细剖析研究区石炭系—二叠系层序地层特征，在河北南部选择了临城沙坝沟露头剖面和邢台矿区的水文检查孔（DP1），在天津宝坻选择了水文钻孔（水3）进行高分辨率层序地层的剖析。利用层序、层序组和复合层序的概念体系来概括其层序地层发育特征。

3.3.1 邢台矿区DP1钻孔高分辨率层序地层分析

3.3.1.1 地层及沉积特征

邢台矿区水文检查孔DP1钻遇的石炭系—二叠系共668m，包括本溪组（22.43m）、太原组（142.56m）、山西组（38.44m）、下石盒子组（99m）、上石盒子组（280.6m）和石千峰组（85.27m），其中石千峰组由于上部受剥蚀而发育不全。石炭系—二叠系之上直接覆盖了第四系的松散堆积物，与第四系不整合接触，其下以一套灰色铝土质泥岩与奥陶系灰岩不整合接触。

从沉积环境看，从下到上，沉积环境发生了由海相到海陆过渡的三角洲相再到陆相的河流-湖泊沉积转变。在本溪组和太原组底部发育为滨外碳酸盐岩陆棚—滨外泥质陆棚—滨外碳酸盐岩陆棚沉积，沉积物为灰色泥岩、铝土质泥岩、石灰岩和煤层，在本溪组和太原组分界上下形成8#和9#煤层往上在一次较大的海侵过后发育了一套厚约30m的障壁砂坝，并在其上发育障壁砂坝向陆一侧潮坪中形成的7#煤层，随后在700～725m处发育了一小型河道，并在河道之上形成4#煤层，紧接着又再次发生海侵，形成一套厚约3m的石灰岩，并被一套冲越扇细砂所覆盖，之后形成潟湖靠陆一侧的潮坪沼泽沉积，并发育了3#煤层，开始逐渐向陆相转化，到山西组下部主要发育一套由两个河道砂体叠置的复合河道砂体，向上演变为三角洲间湾沼泽，并沉积了2#煤组，最厚一层厚约5m，位于煤组最上部，其上覆盖了一层分流间湾的含砂泥岩。下石盒子组下部发育分流间湾和分流河道交互的地层，含砂较多，以粉砂岩为主，上部发育一套灰紫色泛滥盆地泥岩，夹粉砂岩和细砂岩条带；上石盒子组底部为一套发育板状交错层理的河道砂岩，向上为含两套决口扇沉积的泛滥盆地沉积，从450m处开始到350m，发育了多套向上变细的具有典型二元结构的河流沉积，且以砂岩为主，泥岩占二元结构单元的比例较小，为比较典型的辫状河沉积。上石盒子上部又转变为曲流河沉积，发育一套含三层决口扇沉积的紫灰、紫红色泛滥盆地泥岩。石千峰组底部为一套具有正粒序层理的粗砂岩，可能为小型的三角洲前缘的水下分流河道沉积，向上发育两套可能为远砂坝的细砂岩，中间夹滨湖泥岩，之后发育一套厚约10m的灰色浅湖泥岩，并且水体开始变浅，演变为湖泊滨岸沉积。

从沉积环境的演化看，本溪组和太原组沉积时期，有三次较大的海侵达到了该钻孔所在位置，并无一例外地在海侵后的海退过程中形成了煤层沉积。而下石盒子组到石千峰组沉积时期，则表现了地下水位由高变低再变高的变化过程，形成规模不同的下切河道沉积，其中规模最大的是上石盒子组中部多个河道叠合的下切河谷沉积。因此，从整体上看，可将沉积演化划分为7个阶段，分别为本溪组沉积时期、太原组沉积时期、山西组沉积时期、下石盒子组沉积时期、上石盒子组下部沉积时期、上石盒子组中及上部沉积时期和石千峰组沉积时期。

3.3.1.2 高分辨率层序地层分析

从沉积环境的演化及相变特征分析，以河道冲刷面和相转换面为石炭系—二叠系内部的四级层序界面，从石炭系—二叠系中划分出了25个四级层序或相当的准层序（S1～S25），组合为19个层序组、7个复合层序（图3.5）。下面分述各复合层序的特征。

复合层序Ⅰ。主要包括本溪组地层和太原组底部的9#煤层及其下地层，为一海平面逐渐上升到最大后由逐渐回落的沉积过程。由四级层序S1组成高位层序组，其中四级层序发育海侵和高位体系域，四级层序的最大海泛期形成了一套石灰岩（本溪灰岩），而在高位体系域顶部形成了9#煤层。

复合层序Ⅱ。由四级层序S2组成的海侵层序组和由S3和S4组成的高位层序组组成。其中S2、S3、S4均不发育低位体系域，且海侵体系域厚度也较小。S2为一套滨外碳酸盐岩陆棚到障壁砂坝的沉积，S3为潮坪沼泽和小型河道的沉积，S4为滨外碳酸盐岩陆棚到潮坪沼泽的沉积。在S2和S4的最大海泛期形成了大青和野青灰岩，并在S2海侵时形成了厚度较大的8#煤层。主要包括太原组8#煤层及其以上地层。

复合层序Ⅲ。厚度较薄，为由四级层序S5、S6、S7组成的高位层序组组成，S5和S7发育海侵和高位体系域，S6仅发育高位体系域。S5主要为河道沉积，为两套向上变细的河道砂岩组成；S6主要为分流间湾沉积的泥岩、薄层细砂岩和薄层煤层组成；S7主要为三角洲间湾沉积，在海侵体系域中沉积了巨厚2#煤层，高位体系域为分流间湾的含砂泥岩；主要包括山西组。

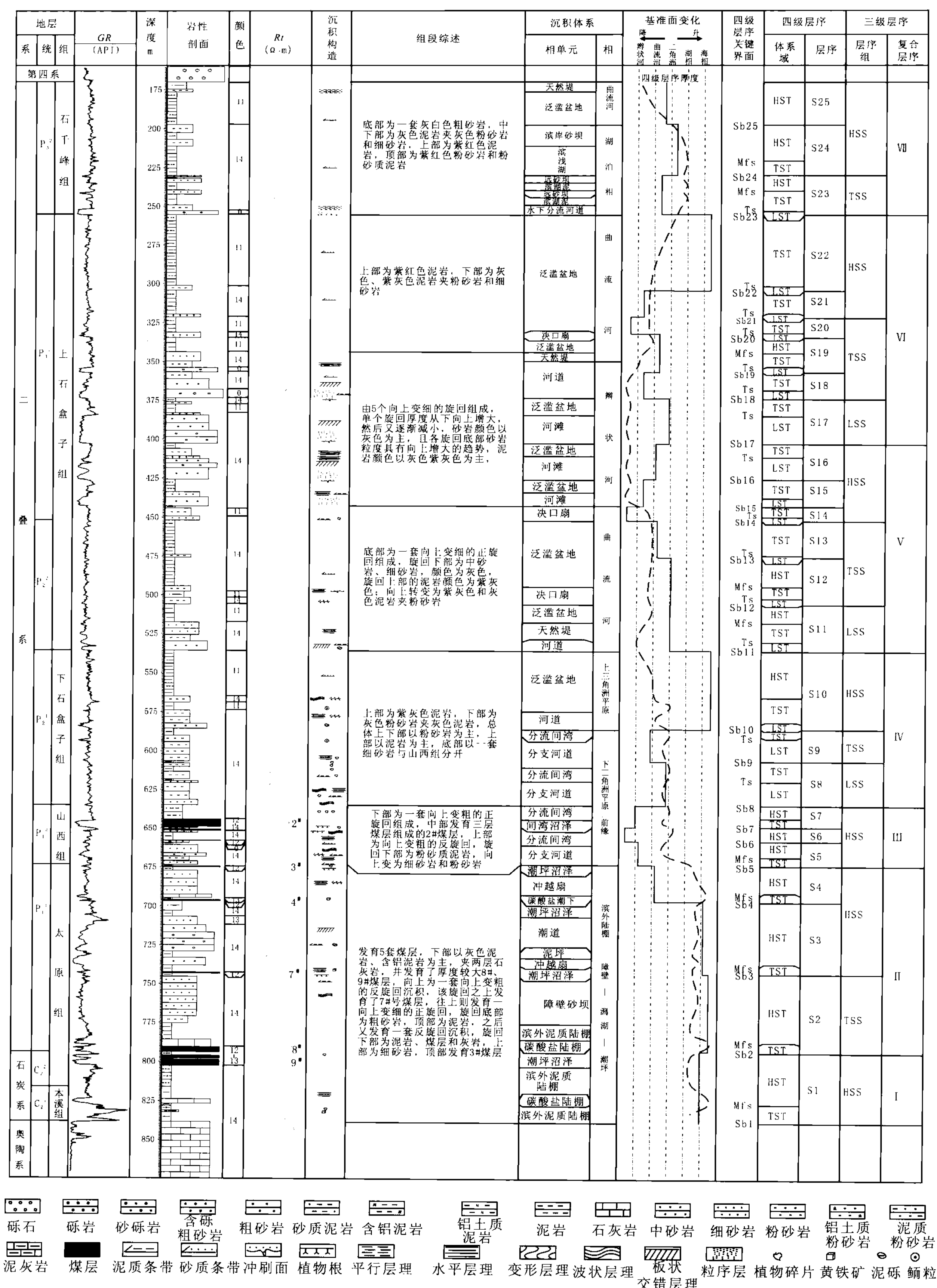


图 3.5 邢台矿区 DP1 钻孔石炭系—二叠系层序地层综合柱状图

Fig.3.5 Permo-Carboniferous sequence stratigrphical column of the borehole DP1 in the Xingtai mining area

复合层序IV。由四级层序S8、S9、S10分别组成的低位层序组、海侵层序组和高位层序组组成。其中S8和S9不发育高位体系统，由低位体系域和海侵体系域组成；S10发育低位体系域、海侵体系域和高位体系域。S8、S9主要为下三角洲平原的分流河道和分流间湾沉积，S10则主要为一套泥岩比例较高的曲流河沉积；主要包括下石盒子组。

复合层序V。由四级层序S11～S16组成，其中S11组成低位层序组，S12和S13组成海侵层序组，S14～S16组成高位层序组，由于该复合层序所包含的四级层序较多，因而，四级层序厚度从低位层序组到高位层序组有由厚变薄再变厚的趋势（图3.6）。S11和S12发育低位体系域、海侵体系域和高位体系域，S13～S16仅发育低位体系域和海侵体系域。S11发育低位体系域为曲流河河道沉积，S12和S13则为曲流河泛滥盆地中两次决口形成的两个准层序，S14～S16则分别为厚度向上逐渐增大的三套河流沉积，反映了河流规模和河道下切幅度逐渐增大的沉积过程；主要包括上石盒子组中下部地层。

复合层序VI。由四级层序S17～S22组成，其中S17组成低位层序组，S18～S20组成海侵层序组，S21和S22组成高位层序组。由于该复合层序所包含的四级层序较多，因而，与复合层序V一样，具有四级层序厚度从低位层序组到高位层序组由厚变薄再变厚的特点（图3.6）。S19发育较全，包括低位体系域、海侵体系域和高位体系域，而其他层序均仅发育低位体系域和海侵体系域。S17为上石盒子组中部辫状河沉积厚度最大的一套地层，表明河道下切幅度最大，反映了基准面下降达最大的位置；S18和S19为两套叠置在一起的粒度向上变细的河道砂体沉积；S20则为基准面上升达到下切谷顶，开始发生河流泛滥，并有决口扇发育的一套沉积；S21和S22均为河流泛滥盆地沉积。主要包括上石盒子组中上部地层。

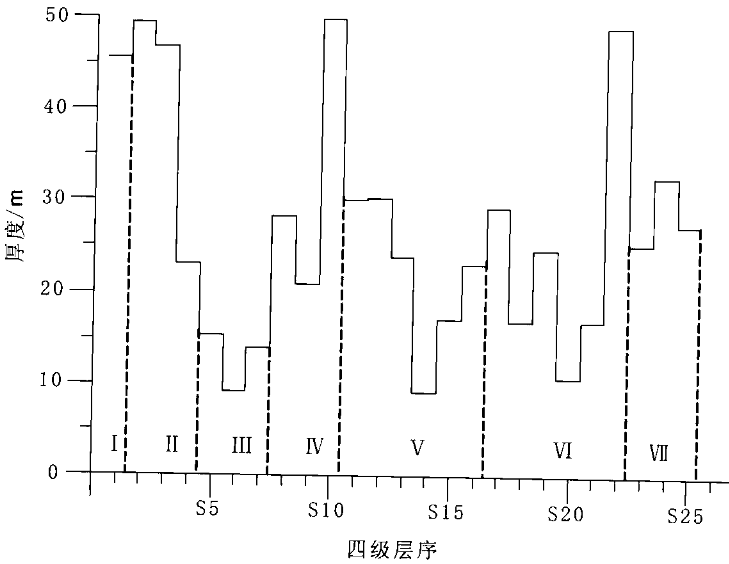


图3.6 DP1钻孔石炭系—二叠系四级层序厚度分布图（I～VII为复合层序）
Fig.3.6 Thickness of the fourth-order sequences of the Permo-Carboniferous in the borehole DP1

复合层序VII。由四级层序S23、S24、S25组成，其中S23组成海侵层序组，并发育低位体系域、海侵体系域和高位体系域，S24和S25组成了高位层序组，S24发育海侵体系域和高位体系域，而S25仅发育高位体系域。该复合层序主要为滨湖—湖岸沉积。

3.3.2 临城沙坝沟露头剖面高分辨率层序地层分析

3.3.2.1 地层及沉积特征

临城沙坝沟剖面出露的石炭系—二叠系总厚度528.42m，包括本溪组（7.39m）、太原组（28m）、山西

组（24.68m）、下石盒子组（100m）、上石盒子组（360.71m）和石千峰组（4.5m），其中石千峰组由于上部受剥蚀而发育不全。石炭系—二叠系之上直接覆盖了第四系的松散堆积物，与第四系角度不整合接触，其下以一套杂色的铁铝质泥岩与奥陶系灰岩不整合接触。

从临城沙坝沟剖面下段基本不发育煤层和灰岩的情况上看，在晚石炭世—早二叠世，临城沙坝沟可能处于相对较高的地理位置。在晚石炭世早期（本溪组沉积时期），主要发育泥坪沉积环境，岩性以铝土质泥岩夹薄层的粉砂岩为特征，同时发育煤线，沉积厚度较小，在铝土质泥岩中普遍有成层分布的菱铁矿结核或菱铁质砂岩，与岩层面平行分布。太原组在此地沉积厚度也较薄，下部为含菱铁矿结核的铝土质泥岩，主要为泥坪沉积；上部为由细砂岩和粉砂岩组成的正旋回，主要是障壁砂坝沉积。在太原组和本溪组都可见到海相动物化石。山西组是以海相动物化石的消失为起始的，其下部为障壁砂坝沉积，向上变为泥坪的铝土质泥岩，并含菱铁矿结核。在下石盒子组（中二叠世早期沉积）的下部发育一小型三角洲前缘沉积，由一套正旋回和一套反旋回组成，往上基本为砂岩夹泥岩的沉积，其沉积环境主要为下三角洲平原，以分流间湾和分流河道亚环境为主，在其上部发育曲流河河道沉积的粗砂岩，其上覆盖泛滥盆地的紫红色泥岩，俗称“桃花泥岩”，为一套经受长期成壤作用的古土壤层。上石盒子组一段（中二叠世晚期沉积）以曲流河沉积为主，其特征为小型的河道砂岩与泥岩互层出现，但总体上以泥质沉积为主。上石盒子组二段开始发育多套辫状河沉积，其特征为，每个沉积单元都以上细下粗的“二元”结构为主，粗粒沉积所占比例较大。由下向上，沉积单元厚度逐渐增大，且粗粒沉积部分从单一正旋回向多个正旋回叠加发展，到125～175m段，出现最大的辫状河河道群的复合体，为比较典型的下切河谷沉积，标志着基准面下降幅度达到最大。随后，随着基准面的抬升，复合河道减少，直至为小型的单一河道，又回到以曲流河沉积为主的沉积环境。石千峰组（晚二叠世晚期沉积）在本区保留的地层较少，主要为曲流河沉积。

3.3.2.2 高分辨率层序地层分析

通过沙坝沟石炭系—二叠系的沉积环境演化分析，根据其顶、底的区域性不整合面以及内部的沉积环境转换面、河道冲刷面、岩层叠置样式等标志，将石炭系—二叠系划分为23个四级层序或相当的准层序（S1～S23），组合为12个层序组和7个三级复合层序（图3.7）。按三级复合层序分述其层序地层特征如下。

复合层序I。由相当于本溪组的地层组成。包括由四级层序S1组成的高位层序组，底界为中奥陶统顶部灰岩的顶面，顶界为相当于晚石炭世的海侵方向转换面（尚冠雄等，1997）。由于在此地难以识别该界面，故将其置于本溪组顶部的煤线出现的位置。高位层序组主要由铝土质泥岩、粉砂岩和薄煤层组成，在垂向上表现为弱加积，海平面保持相对稳定。

复合层序II。由相当于太原组的地层组成，包括由四级层序S2组成的高位层序组。底界为一整合面，顶界面为一套障壁砂坝正旋回的顶。岩性有铝土质泥岩、粉砂岩、细砂岩和砂质泥岩。旋回结构为泥炭沼泽相向上演化为障壁砂坝相，在垂向上表现为加积到弱的进积。

复合层序III。由相当于山西组的地层组成，包括由四级层序S3组成的海侵层序组。底界为一整合面，顶界面为一套河道砂岩的底面，为一相转换面。岩性主要是铝土质泥岩、粉砂岩、细砂岩和砂质泥岩。旋回结构为障壁砂坝向上演化为泥炭沼泽相，在垂向上表现为弱加积。

复合层序IV。包括下石盒子组及相当的层位，复合层序界面为下石盒子组底部的一套叠置的砂岩（相当于太原西山的骆驼脖子砂岩）的底面，该层砂岩在华北地区稳定发育，岩性为中粗粒含砾砂岩，底部有冲刷面发育，与下伏沉积物特征截然不同，在剖面上极易识别，为本层序低位层序组的低位体系域下切谷沉积，顶界以区域上稳定分布的桃花泥岩的顶面为标志。复合层序III包括低位层序组、海侵层序组和高位层序组。四级层序S4组成下部的低位层序组，岩性特征为以中细粒砂岩和粉砂岩为主，夹炭质页岩、煤线或薄煤层数层，未见可采煤层，在区内的东南部发育较差。海侵层序组由四级层序S5构成，以厚层炭质泥岩、泥岩和巨厚层的粉砂质泥岩为主，在东部地区发育数层煤层。高位层序组包括四级层序S6和S7，以灰黄、黄绿、黄褐色中细粒砂岩、粉砂岩、页岩及砂质页岩为主，整体表现为向上变粗的沉积序列，反映海平面抬升速率降低，在末期开始下降。

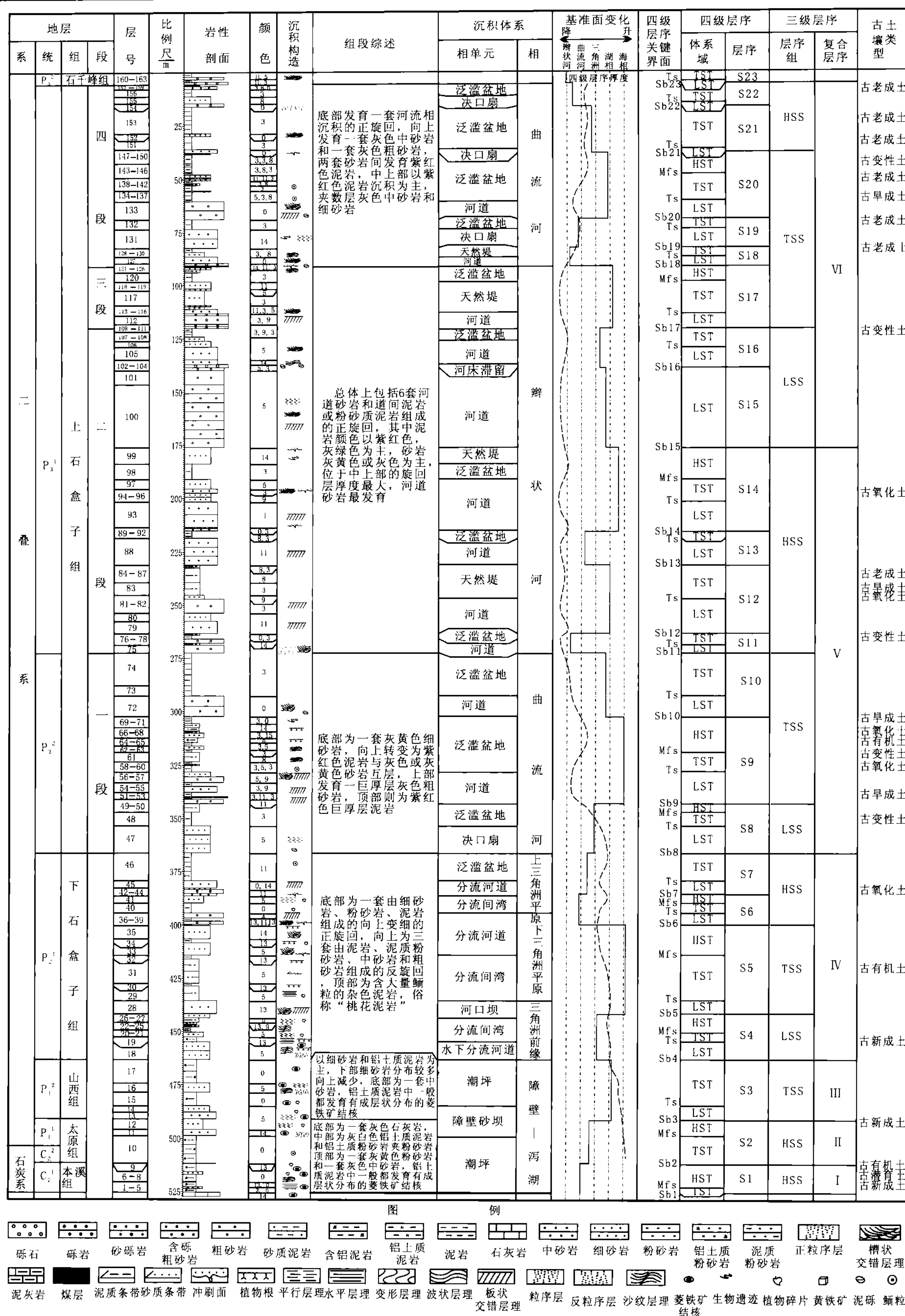


图 3.7 河北南部沙坝沟剖面石炭系—二叠系层序地层综合柱状图

Fig.3.7 Permo-carboniferous sequence-stratigraphical column of Shabagou section in the southern Hebei

复合层序V。发育于上石盒子组一段和二段下部，以曲流河为主。由低位层序组、海侵层序组和高位层序组构成。其低位层序组由四级层序S8组成，在垂向上表现出向上变细变厚的叠置特征；其岩性以下切谷砂体和泛滥盆地的细粒沉积物为主，都具有下切谷充填沉积非常发育的低位体系域，而高位体系域不发育，在区内的东南部厚度很大。海侵层序组包括2个四级层序（S9～S10），岩性为中细砂岩、粉砂岩、泥岩，与低位层序组相比，其低位体系域在层序中的比例减少。四级层序的垂向叠置特征为向上变细变厚的退积（图3.8）。高位层序组由4个四级层序组成（S11～S14），以典型的向上变细的旋回为特征，每个旋回的下部为发育冲刷面及交错层理的河道砂岩，上部为紫红色泥岩和粉砂岩；该层序组整体表现为向上变粗的进积。

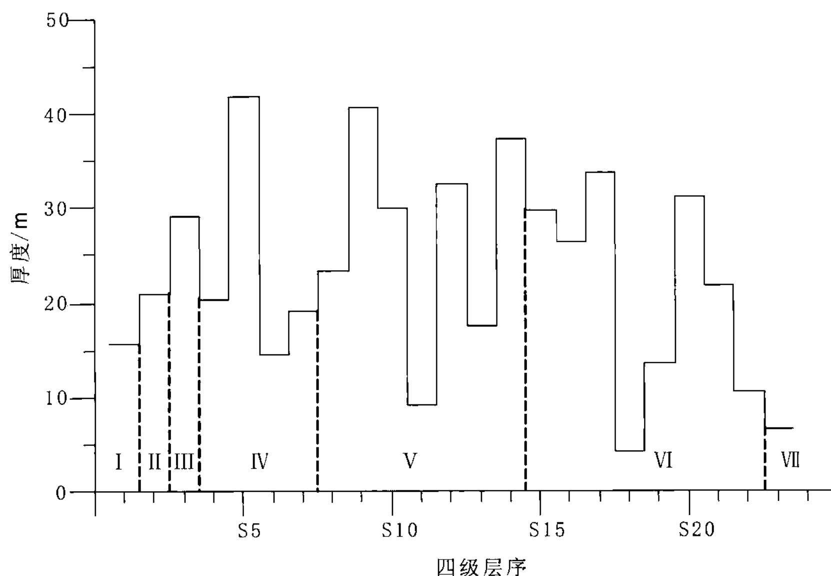


图3.8　临城沙坝沟剖面石炭系—二叠系四级层序厚度分布图（I～VII为复合层序）
Fig.3.8　Thickness of the fourth-order sequences of the Permo-Carboniferous in Shabagou section

复合层序VI。包括上石盒子组二段上部和三段、四段，由低位层序组、海侵层序组、高位层序组构成。低位层序组包括层序S15和S16，以河道粗粒砂岩为主，在北部地区较发育。海侵层序组由层序S17～S20组成，岩性为中粗粒砂岩、粉砂质泥岩和泥岩，四级层序组成向上变细的进积到加积序列，在大部分地区都比较发育。高位层序组包括S21和S22两个四级层序，岩性特征为粉砂岩、细砂岩夹泥岩，整体表现为向上变粗的进积特征，在西南地区非常发育。

复合层序VII。包括石千峰组，由于该组地层保留较少，本次研究的层段仅限于其低位层序组的底部，为河流相形成的四级层序（S23），沉积物粒度较粗，反映出该期碎屑物质供应较充足、基底沉降相对较快的沉积条件，层序底部稳定发育石千峰组底界砂岩，在华北地台全区发育，为下切谷沉积。区域上，石千峰组中部和上部还有以湖泊相为特征的湖侵层序组和高位层序组。

3.3.3　天津宝坻水3钻孔高分辨率层序地层分析

3.3.3.1　地层及沉积特征

从天津宝坻水文观察孔水3共钻遇石炭系—二叠系593.92m，按当地的地层划分，开平组（相当于本溪组）42.28m，唐山组和赵各庄组（相当于太原组）151.53m，大苗庄组（相当于山西组）79.41m，唐家庄组（相当于下石盒子组）261.7m，古冶组（相当于上石盒子组）不全，仅钻遇59m。石炭系—二叠系顶、底均为不整合面（河北煤田地质公司，1991）。

天津宝坻在晚石炭世—早二叠世早期发生了多次的海侵，形成多套厚度不一的石灰岩（K_1～K_6），而每套石灰岩都对应着一次海平面的上升。在晚石炭世早期（本溪组沉积时期），该地发育障壁砂坝和泥坪，随

着海平面的上升，障壁砂坝被向海一侧发育的潮坪沉积所覆盖，形成泥坪和海侵性障壁砂坝组成的正旋回。随后发生了两次小规模的海侵，形成了两套由灰岩、粉砂岩、细砂岩、中砂岩和煤层组成的反旋回，沉积环境为滨外碳酸盐岩陆棚、滨外泥质陆棚、障壁砂坝、障后沼泽（泥坪），其中障壁砂坝为海侵之后的海退过程形成的。早二叠世初发生了大规模的海侵，形成巨厚的石灰岩和巨厚碎屑岩陆棚沉积的粉砂岩。之后尽管又发生了几次小规模的海侵，但总体上海平面区域回落，沉积了以粉砂岩为主，夹煤层和薄层灰岩的一套地层，其沉积环境滨外碳酸盐岩陆棚与滨外碎屑岩陆棚的间互出现。早二叠世晚期（山西组沉积时期），开始发育下切河谷，形成了两套总厚度近40m的叠置河道砂岩，并在该套河道沉积之上形成了三角洲间湾沉积的巨厚12#煤层。从此，沉积环境开始向下三角洲平原演化，并在下三角洲平原中形成了粉砂岩夹煤层、泥岩的一套灰色、深灰色地层，沉积环境以岸后沼泽、分流河道为主。中二叠世早期（下石盒子组沉积时期），沉积环境已经演变为曲流河环境，在初期发育三套垂向叠置的巨厚河道砂岩，且在下两套河道砂岩顶部都发育了薄煤层。因此，所发育的河道相对稳定。随后河流开始泛滥，形成大套以粉砂岩为主的泛滥盆地沉积。晚二叠世早期（上石盒子组沉积时期）也是以河流沉积为主，沉积物主要为中、细砂岩和粉砂岩，但由于所保留地层较少，难见其全貌。

3.3.3.2 高分辨率层序地层分析

与河北南部的地层相比，宝坻的地层特征与其差别较大，唐山组（相当于本溪组）主要是滨外泥质陆棚和障壁砂坝沉积，开平组（相当于太原组下段）由于多次海侵，有滨外碳酸盐岩陆棚、滨外碎屑岩陆棚和潟湖沼泽沉积。自此，海水已经完全退出该区，赵各庄组（相当于太原组上段）发育下切河道之后，转而发育下三角洲平原，其后为大苗庄组（相当于山西组）的上三角洲平原沉积，唐家庄组（相当于下石盒子组）和古冶组（相当于上石盒子组）沉积时就完全演变为陆相沉积了。从沉积环境的演化及相变特征分析，以河道冲刷面、相转换面以及沉积旋回结构为石炭系—二叠系内部的四级层序界面，从上古生界中可划分出了21个四级层序或相当的准层序（S1～S21），组合为11个层序组、5个复合层序（图3.9）。下面按三级复合层序分述各层序的特征。

复合层序I。主要由相当于河北南部本溪组的唐山组组成，包括四级层序S1、S2和S3，这三个四级层序分别为向上变浅的正旋回，实际上，它们相当于三个准层序，即三个四级准层序，其中S1组成低位层序组，S2和S3组成海侵层序组，其厚度分布见图3.10。沉积环境逐渐由早期的滨外泥质陆棚经过一次海平面下降后沉积了向上变粗的障壁砂坝，随后海平面又开始上升，发育泥坪沉积和碳酸盐岩陆棚沉积，在此次海退过程中再次形成小型障壁砂坝，并发育障后沼泽。之后海平面再次上升，形成第二套石灰岩和第三套障壁砂坝。从整体上看，复合层序I发育时期，发生的三次海侵，规模在不断扩大。因此，不发育高位层序组。

复合层序II。主要由相当于河北南部太原组下段的开平组组成，包括四级层序S4、S5、S6，其中S4组成海侵层序组，S5、S6组成高位层序组。其中S4发育海侵体系域和高位体系域；S5仅发育高位体系域；S6发育较全，低位、海侵和高位体系域都发育，其厚度分布有向上变薄又再增厚的趋势（图3.10）。在S4、S5发育时期，该区被海水所占据，发育滨外碎屑岩陆棚和滨外碳酸盐岩陆棚，无煤层发育；S6沉积发育时期海水已经有所退却，只间或海侵时才被海水淹没，因此，主要发育障壁砂坝和障后沼泽。由于S4发育时快速的海侵迅速覆盖整个地区，使得未来得及发育低位层序组，即已开始了海侵层序组的发育。

复合层序III。主要由相当于河北南部太原组上段的赵各庄组和相当于山西组的大苗庄组组成。包括四级层序S7～S13组成，其中两套正旋回河道沉积组成的S7、S8叠置成低位层序组，S9、S10组成了海侵层序组，S11～S13组成高位层序组。S7仅发育低位体系域；S8发育低位体系域和海侵体系域；S9仅发育由一套巨厚煤层（12#）和黑灰色河漫滩粉砂岩组成的高位体系域；S10发育海侵和高位体系域，主要为河漫沼泽和河漫滩组成；S11仅发育高位体系域，为一套向上变粗的反旋回；S12也仅发育高位体系域，由两套厚煤层（4#、5#）和黑灰色河漫滩粉砂岩组成；S13则为小型河流沉积，由低位体系域和海侵体系域的组成。因此，总体上，复合层序III主要为三角洲平原沉积，但存在基准面抬升的趋势。各四级层序厚度的分布见图3.10。

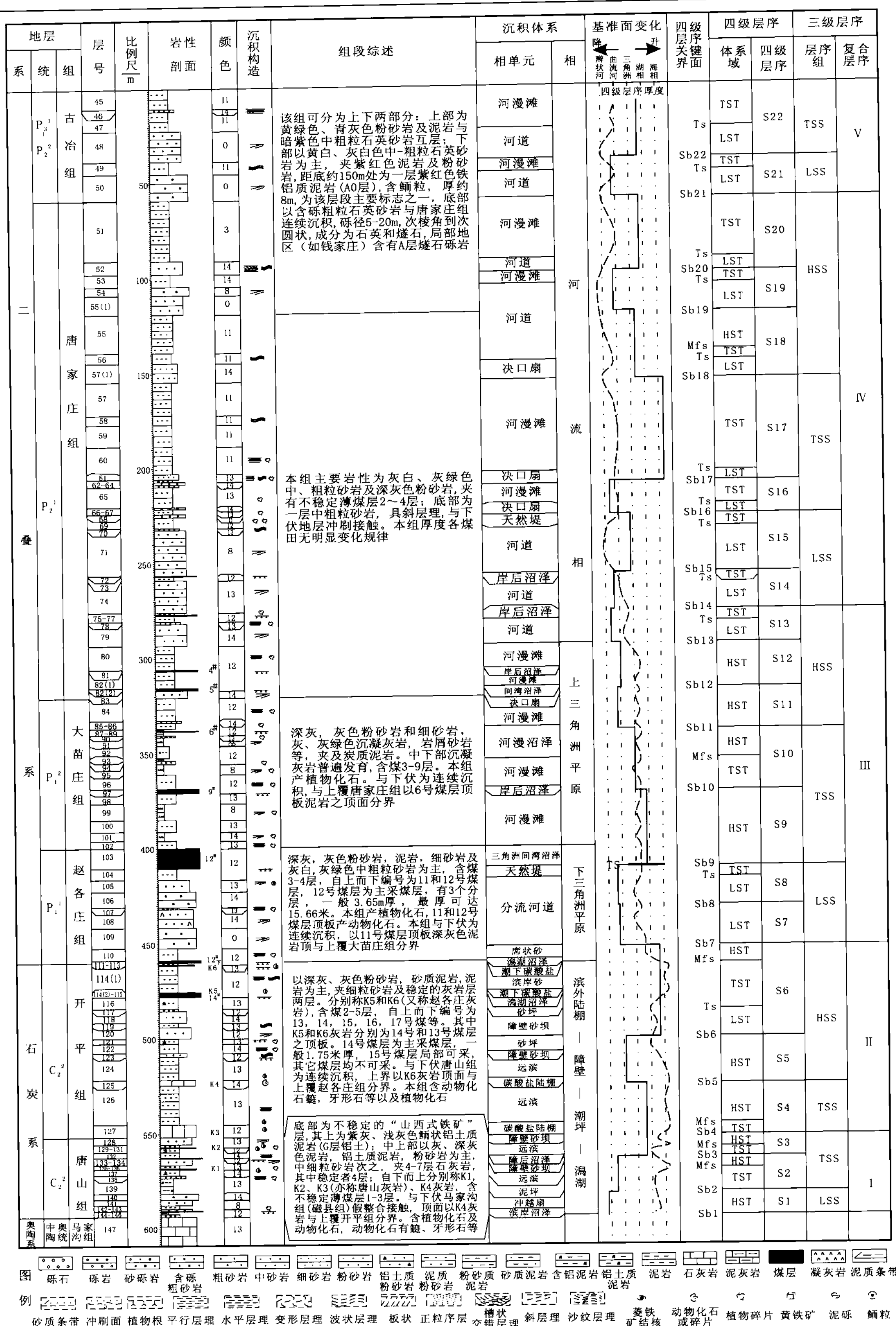


图 3.9 天津宝坻水 3 孔石炭系—二叠系层序地层综合柱状图

Fig.3.9 Permo-Carboniferous sequence stratigraphical column of the borehole Shui 3 in the Baodi area of Tianjin

（原始资料据河北煤田地质勘探公司，1991）

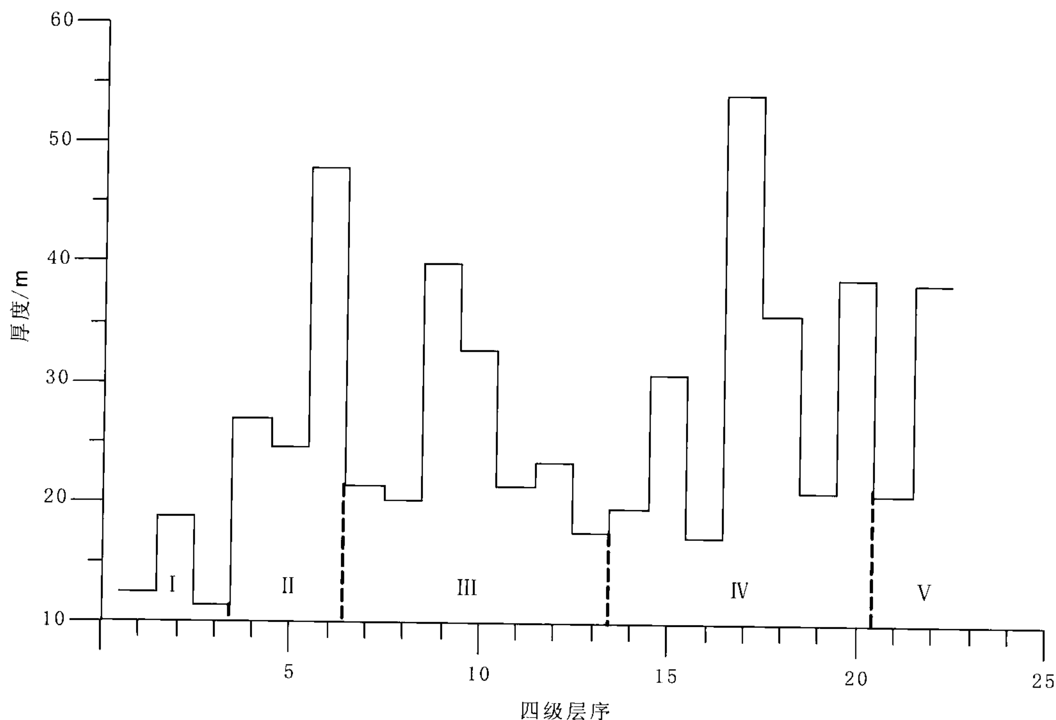


图 3.10 天津宝坻水 3 孔石炭系—二叠系四级层序厚度分布图（I～V 为复合层序）

Fig.3.10 Thickness of the fourth-order sequences of the Permo-Carboniferous of borehole S-3 in Baodi Tianjin

复合层序IV。主要由相当于河北南部下石盒子组的唐家庄组组成。包括四级层序S14～S20，其中S14、S15组成低位层序组，S16和S17组成海侵层序组，S18、S19和S20组成高位层序组。S14和S15为河流沉积，由低位体系域和海侵体系域的组成；S16和S17主要为决口扇中、细砂岩和河漫滩粉砂岩组成，发育低位体系域和海侵体系域；S18由河道、河漫滩和决口扇沉积组成，可划分出低位体系域、海侵体系域和高位体系域；S19和S20则由河道和河漫滩沉积组成，发育低位体系域和海侵体系域。总体上来说，该复合层序上部和下部都有河道沉积，中部主要为河泛滥形成的河漫滩沉积，基准面具有小幅的下降、上升再下降的运动过程。各四级层序厚度的分布见图 3.10。

3.4 石炭系—二叠系层序地层模式

前文阐明了华北地台晚石炭世—早二叠世为滨外碳酸盐岩陆棚体系和障壁－潟湖体系为主，到中二叠世已经演变为以陆相沉积为主，沉积体系以三角洲平原—曲流河为主，晚二叠世早期可能又发生了一次规模较小的海侵，但仍然以陆相沉积为主，沉积体系主要为河流体系，晚二叠世晚期河流和湖泊同时发育。由于在不同沉积环境中，所形成的岩石类型、岩石叠置样式以及地层间接触关系等有较大的差异，因此，有必要单独对这些沉积环境中的层序地层发育模式进行讨论。下面将主要根据上述三个剖面（井）的高分辨率层序地层分析结果，分别讨论研究区石炭系—二叠系河流—上三角洲平原沉积环境、下三角洲平原—潮坪/潟湖—陆棚沉积环境的高分辨率层序地层发育模式。

3.4.1 河流—上三角洲平原层序地层模式

3.4.1.1 四级层序发育模式

正如Mitchum（1991）所指出的那样，在三级基准面/海平面下降期，在四级基准面/海平面旋回的下

降阶段主要形成四级层序边界，而在四级基准面/海平面旋回的上升阶段主要形成四级层序，因为三级基准面/海平面变化的这个阶段，四级基准面/海平面下降的期间，基准面基本是位于沉积物理面（或地表）之下的，沉积过程以下切侵蚀为主，形成侵蚀不整合面；只有当四级基准面/海平面处于上升阶段时，基准面才运行到沉积物理面（或地表）之上，从而产生可供沉积物堆积的可容空间。而在三级基准面/海平面上升期间，尽管四级基准面/海平面处于上升阶段，但由于此时的基准面已经位于沉积物理面（或地表）之上，因此，事实上此时极易形成由于沉积物供给不足所形成假整合面——即形成四级层序或四级准层序的边界，而在四级基准面/海平面旋回的下降阶段，基准面仍处于沉积物理面（或地表）之上，但可容空间的增加速率减小，与沉积物供给速率基本平衡，因而主要形成以假整合面所限定的四级层序或四级准层序。

图3.11为邢台矿区钻孔DP1上石盒子组300～475m河流相发育的四级层序或准层序与基准面变化的关系。图中的四级基准面曲线是自然伽马曲线小波变换第六层分解的高频成分，复合的三级基准面变化是自然伽马曲线小波变换第六层分解和第十层分解的高频成分的叠加。自然伽马曲线的小波变换详情见第四章内容。根据与地质相结合分析发现，这两个高频波的变化周期基本反映了该区四级基准面和三级基准面变化的特征，因此，将其当作基准面变化曲线来分析该区河流—上三角洲相层序的发育特征。

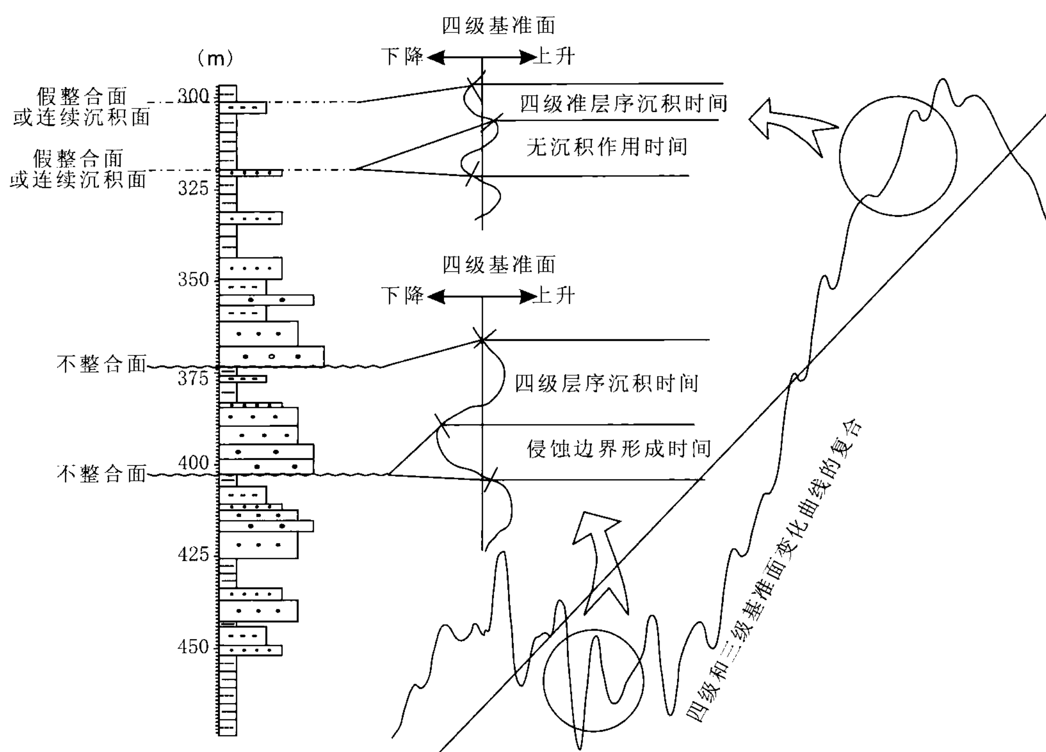


图3.11　河流—上三角洲平原沉积环境中四级层序形成与基准面变化的关系（邢台矿区钻孔DP1）

Fig.3.11　Relationship between the fourth-order sequences and the base level in the fluvial environment

在三级基准面下降期，形成由不整合面限定的四级层序；在三级基准面上升期，形成由假整合面或连续沉积面限定的四级层序

从图3.11中可以看出，该井段所发育的多套向上变细的河流沉积序列，基本发育在三级基准面上升末期到下降初期，而且厚度最大的一套辫状河沉积基本上形成于三级基准面下降到接近于最低点的位置，之上的大套河泛沉积则主要发育在三级基准面上升的中、后期和下降早期。在三级基准面下降阶段发育的单套辫状河沉积体，主要形成于四级基准面上升期，而在四级基准面下降阶段，受河流的下切侵蚀而形成不整合边界；在三级基准面上升阶段发育的泛滥盆地和决口扇或小型河道沉积体组成的四级层序，主要形成

于四级基准面下降期，而在四级基准面上升期，由于沉积物供给的不足，将形成假整合面或连续沉积面。

3.4.1.2 三级复合层序发育模式

早期对河流沉积的研究表明，河流层序界面可以与河道群的增加相伴。Posamentier 等（1988）认为高位体系域（相当于本文中的高位层序组）的晚期，冲积平原加积减缓，孤立的横向连续性较差的河道充填沉积让位于复合河道，并形成横向连续性较好的砂体，这时有可能出现河道群集的增加。当实际陆地表面明显位于河流平衡剖面（基准面）之下时有可能出现相反的情况。河道群集代表层序界面位置的前提是，可容纳空间的增加和减少可以导致形成明显不同的河道堆积样式。一般情况下，河道的群集是因为可容纳空间增加减缓，而冲积平原可容纳空间快速增加则以河道群集的减少为特点。在一个基准面/相对海平面变化旋回中，有两个可容纳空间增长减缓的阶段。一是高位晚期，可容空间的增长减缓是基准面/相对海平面上升减缓所致；二是快速海侵过程中河流加积停止时期。这两个时期可容空间增量为最低，河道群集达到高峰，此时层序界面与河道群集相伴。相反，在一个基准面旋回周期内新的可容空间增加率可以两次达到最高点，导致在高位早期和低位晚期发生较快的河流加积和较少的河道群集（图 3.12）。

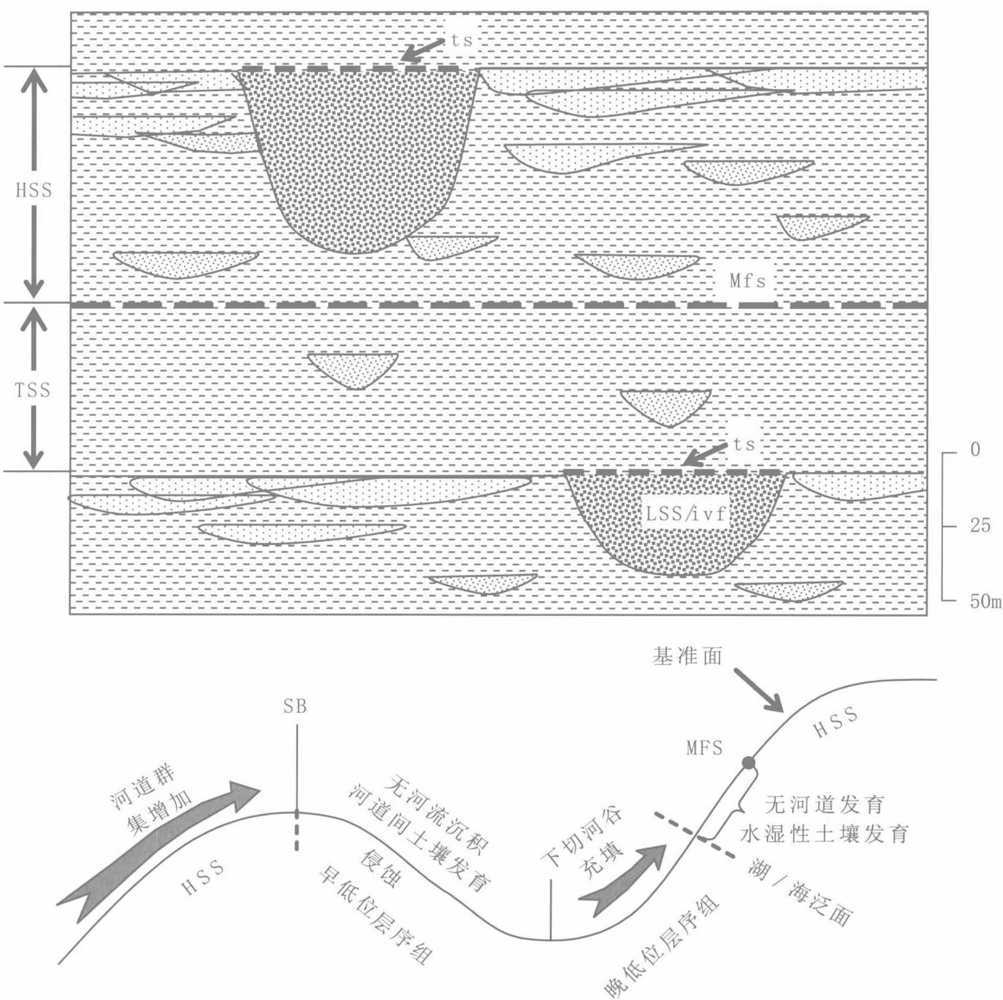


图 3.12　河道群集与相对海平面波动的相位关系

Fig.3.12　Relationship between the channel mass and the phase of the relative sea-level change

河道群集主要出现在基准面逐渐上升到最高的高位层序组晚期；基准面由最低点开始上升的过程则为下切河谷充填时期

研究区中、上二叠统的下石盒子组和上石盒子组为河流相沉积，从邢台矿区钻孔可以看到，沉积以孤立河道和高洪泛/河道比的岩石序列为特点，其最显著的层序界面是在复合河道沉积之下突变出现区域性不整合面。其中低位河道沉积表现为复合的辫状河道侵蚀充填或广泛分布的河流砂岩席。层序界面之下的高位复合层序组以孤立河道为主要的砂体沉积为特征，且河道由下向上表现出由孤立到复合的趋势。而在低位层序组中则多个河道砂体垂向上相互叠置在一起，形成复合的辫状河道，其底面为明显的三级复合层序界面。随着河道充填过程的结束，开始出现广泛的河泛，又发育孤立的河道，并在河道远端以决口扇、泛滥盆地沉积为主。河道多次决口形成的多个泛滥盆地泥岩和决口扇细砂岩、粉砂岩组成四级层序，这些四级层序的叠置即组成了海侵层序组（图 3.13）。

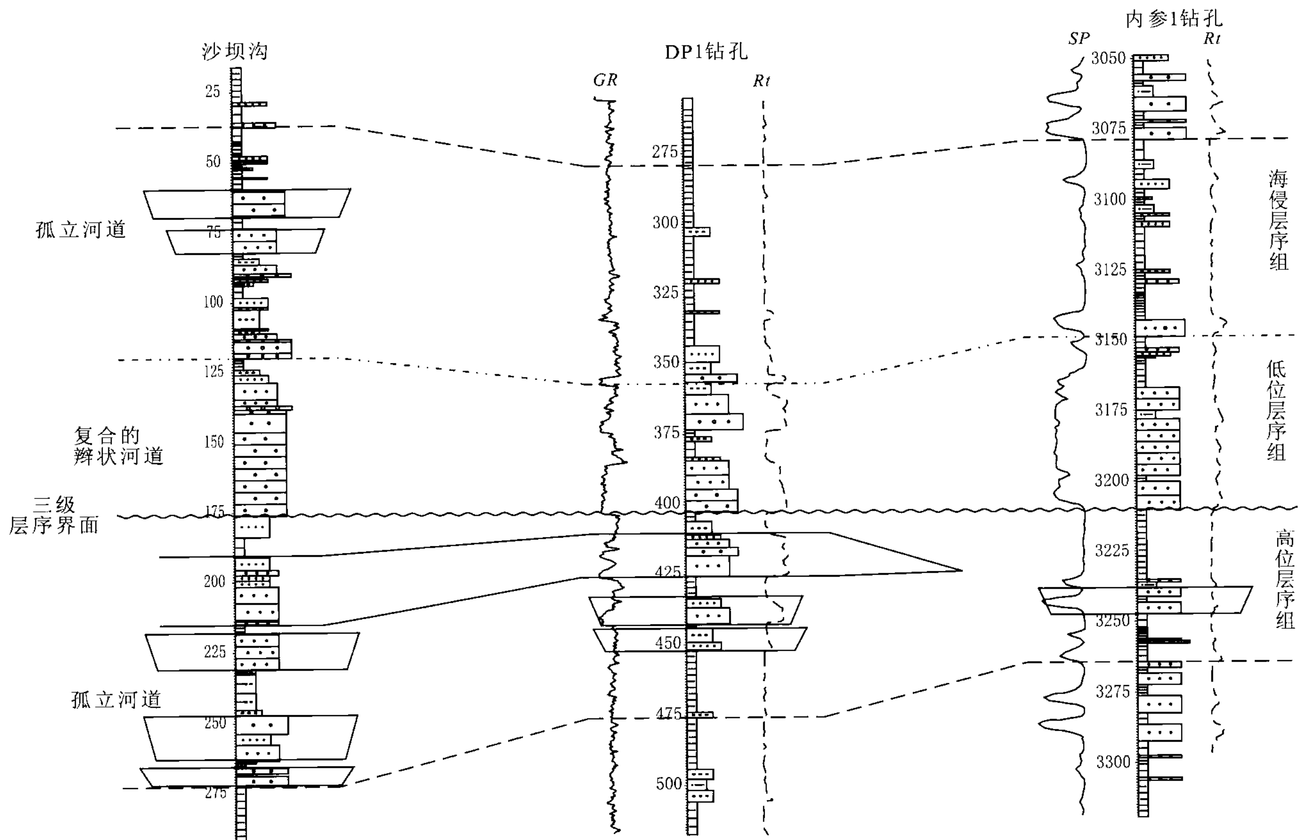


图 3.13 河北南部上石盒子组低位、高位层序组的河道叠置样式（深度单位：m）

Fig.3.13 Stacking patterns of channel sands in lowstand and highstand sequence sets in the Shangshihezi Formation, southern Hebei

其中，值得注意的是，在钻遇河道发育区的钻孔中，可以明显地观察到从高位层序组到其上低位层序组，由河道组成的多个四级层序的厚度，由下向上逐渐增大，到低位层序组底部为最大，之后各四级层序厚度又逐渐减小。如在邢台矿区钻孔 DP1 中，这种特征表现得尤为突出，在复合层序界面之下发育了向上变细的三套河道沉积，河道规模由下向上逐渐扩大，越过层序界面后河流沉积的四级层序厚度向上减小（图 3.14）。因此，在单个钻孔中，可以通过四级层序厚度的变化判断复合层序的界面及其上下的层序组类型。但在河道不发育的地区，层序边界的识别需要依赖于古土壤的识别。

3.4.2 下三角洲平原—障壁—潟湖—滨外陆棚体系层序地层模式

研究区晚石炭世—早二叠世以滨外陆棚和障壁潟湖沉积为主，岩性以深灰、灰黑色粉砂岩、粉砂质泥

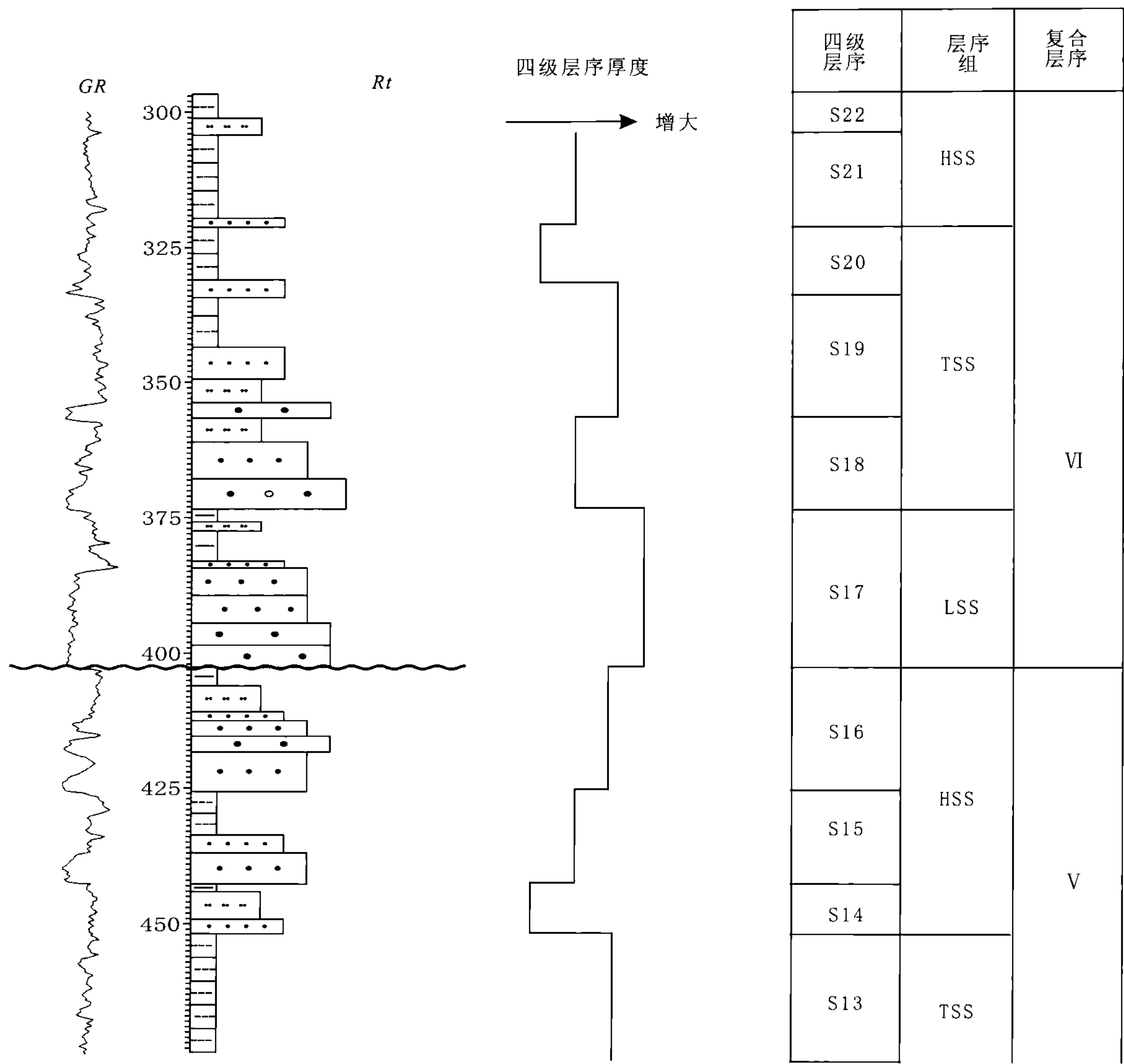


图 3.14 邢台矿区 DP1 钻孔层序界面特征和河道沉积层序厚度变化（深度单位：m）

Fig.3.14 Vertical change of the thickness of the channel sands and composite sequence boundary in the borehole DP1, Xingtai Mining area

岩、泥岩及浅灰—灰白色细砂岩、中砂岩为主，夹石灰岩2～6层，含煤5～11层，为含有多套煤层的含煤岩系。这种含煤层的地层序列产出比较多样，因此，关于分析这些地层序列的形成原因或控制因素对层序地层的分析具有重要的意义。

3.4.2.1 地层序列特征

通过在钻孔岩心和露头岩石特征、沉积构造特征的观察描述，在不同沉积环境中所形成的地层序列各有不同。根据构成岩石组合特征及形成这些岩石组合的沉积环境的不同，可归纳出以下几种地层序列。

（1）本溪组底部风化残积型地层序列

这种地层序列发育于本溪组底部，下部为潟湖相的铁铝质岩，上面为潮坪相的砂质泥岩沉积。没有煤层发育，上面接着开始下一个旋回的沉积，反映了海水向上变浅的过程（图 3.15A）。

（2）滨外碳酸盐岩陆棚－障壁砂坝－潟湖型地层序列

这种地层序列主要发育于本溪组顶部和太原组的含煤旋回中。每一地层序列由泥炭沼泽相的煤层开始，

代表了地层序列中次一级海平面变化的海侵阶段，向上是滨外碳酸盐岩陆棚相，代表最大的海侵阶段，其上发育障壁砂坝相砂岩,潟湖相泥岩或潮坪相砂泥岩，最后由铁铝质岩结束，是海水逐渐退却阶段的产物。该类型地层序列又可分为三种情况：①发育完全的地层序列，底部为广泛发育的煤层，中部为石灰岩，上部为砂泥、铝土质岩，反映了一个完整的四级海平面变化过程（图3.15B1）。②石灰岩不发育或发育不稳定，煤层之上直接沉积了潮坪相砂泥岩及潟湖相泥岩（图3.15B3）。③煤层不发育或发育不稳定，石灰岩之上为潮坪潟湖相砂泥岩，接着又开始另一个地层序列的发育（图3.15B2）。此类型的地层序列以第一种为主，代表了规模较大的海侵，构成了该层序的主体格架，只是在盆地的不同位置，由于陆源物质的注入或海侵范围的差异，分别缺失不同的单元，形成了后两种地层序列类型。第二种缺失石灰岩的地层序列发育也较多，是规模较小的海侵形成的，中青灰岩所在地层序列为第三种情况。

（3）三角洲平原地层序列

主要发育于山西组，含1号、2号煤、2下煤的地层序列为此类型的地层序列。主要有煤层和陆源碎屑物质组成，为发育于浅水三角洲环境中的地层序列，底部发育大面积广泛展布的煤层，其上分别过渡为三角洲泥岩，三角洲前缘砂岩及三角洲分流河道砂岩或河口坝砂岩（图3.15C)。反应了水体整体向上变浅的过程。

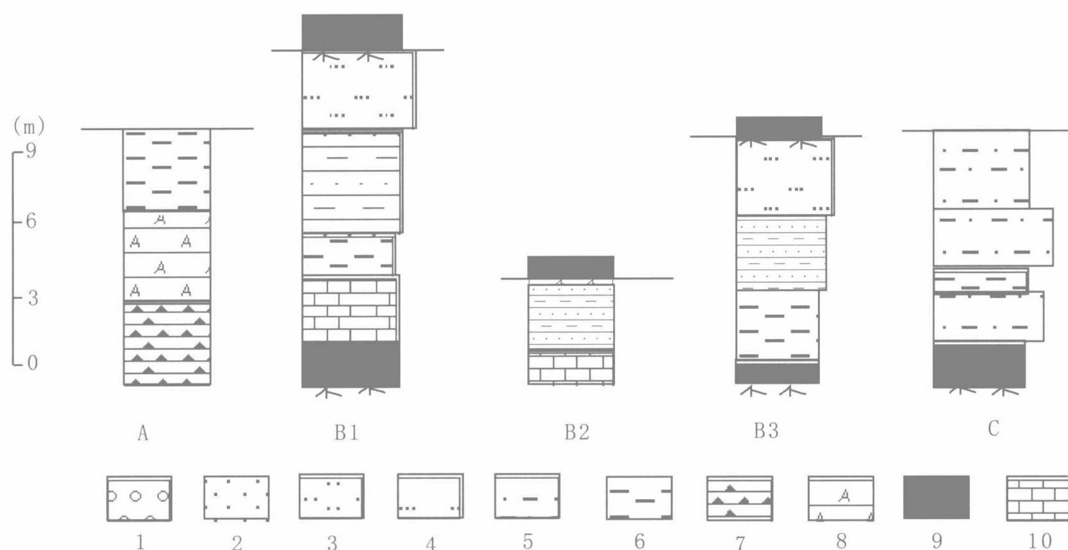


图3.15 环渤海湾西部地区上石炭统—下二叠统含煤岩系地层序列特征

Fig.3.15 Coal-bearing successions of the Permo-Carboniferous in the western peri-Bohai bay area

A—本溪组底部地层序列；B1、B2、B3—滨外碳酸盐岩陆棚－障壁－潟湖相含煤地层序列；C—三角洲平原地层序列
1—粗砂岩；2—中砂岩；3—细砂岩；4—粉砂岩；5—砂泥岩；6—泥岩；7—铁质岩；8—铝土岩；9—煤层；10—石灰岩

3.4.2.2 层序发育模式

从上面的分析可以看出，上述滨外陆棚—潟湖/障壁—潮坪—下三角洲平原地层序列的形成与海平面变化具有密切的关系，可以将研究区含煤岩系层序地层的形成模式归纳如下。

如图3.16所示，在低位早期（位置①～②），海平面位置较低，基底暴露，在河流发育地区发育下切谷充填沉积，同时在无河流发育地区广泛发育与下切谷可对比的古土壤，代表一段时间的沉积间断，常以根土岩的形式出现；在重新海侵初期（位置②～③），在海侵造成的基准面不断抬升的过程中，聚煤沼泽中的可容空间也不断增加，形成大面积广泛展布的泥炭层；随着海平面不断抬升到高位期（位置③～④），泥炭的堆积速率跟不上水位的抬升速率，泥炭发育中止，其上发育海相石灰岩或滨外陆棚泥质岩；到位置④～⑤时海平面抬升速率减缓，水体变浅，并发育障壁砂坝或潮汐砂坝，只有在风暴浪出现的时候，才偶尔波及此地；位置⑤之后，海水继续变浅，障壁砂坝或潮汐砂坝向海方向推进，原来的地方发育障后沼泽或潮

坪沼泽或三角洲，形成煤层沉积。当海平面继续下降到较低的位置时，沉积基底再次暴露，又重新发育古土壤及低位期深切谷充填沉积，开始发育另一旋回（图3.16）。在四级层序发育过程中，以海相石灰岩和含动物化石泥岩为顶板的煤层，主要形成于海平面抬升过程。

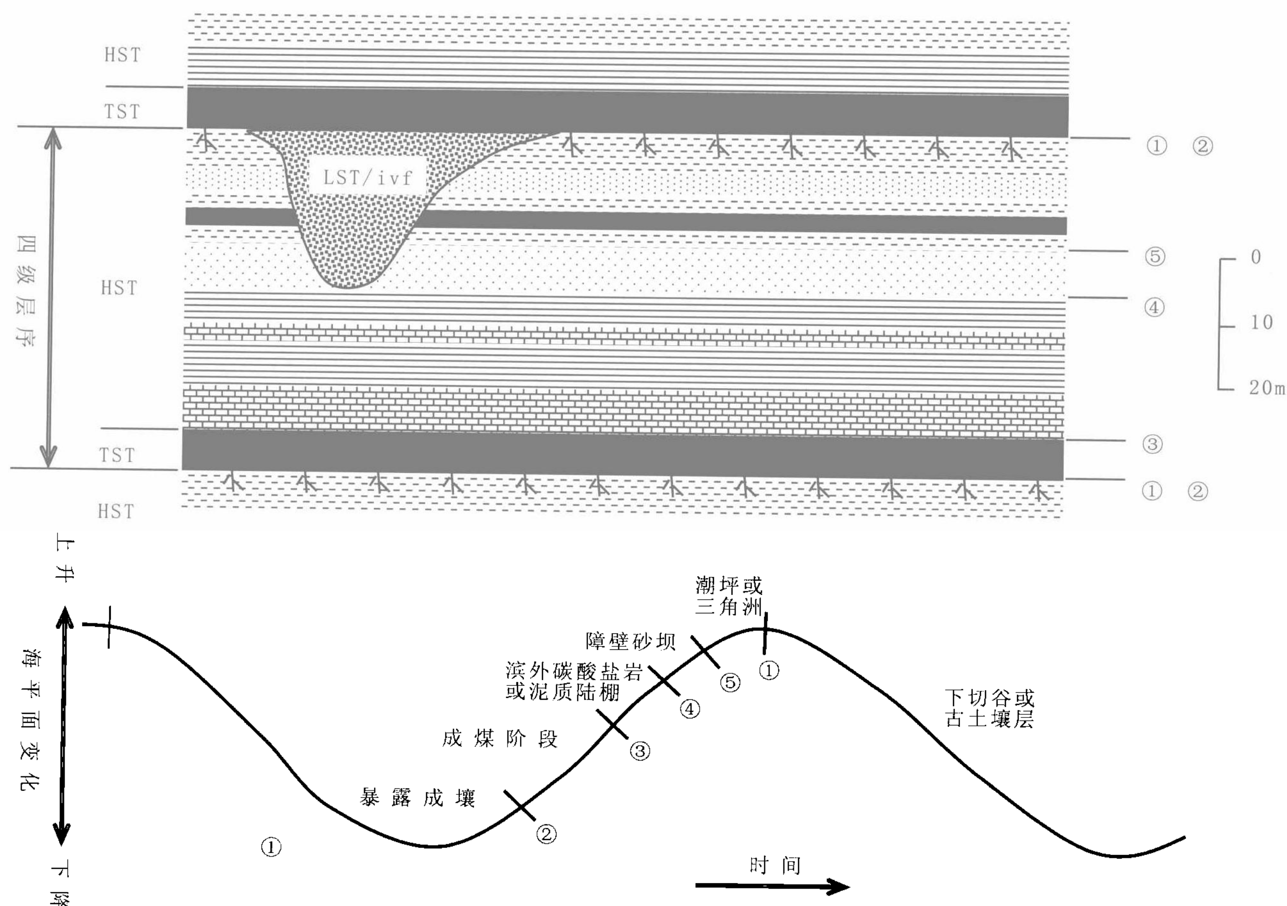


图3.16 海陆过渡相四级层序的形成与海平面变化关系示意图

Fig.3.16 Schematic diagram showing controls of sea level changes on a fourth-order sequence in transition environments

（据邵龙义等，1999，修改）

关于华北地区太原组的“煤层-石灰岩”含煤旋回层的成因，国内有多家不同观点。何起祥等（1991）认为，华北石炭纪的海侵属于突发型海侵，认为北方石炭纪海相灰岩与其上、下沉积物在相序上不连续。后来一些学者进一步将突发型海侵引申到聚煤作用，提出海侵事件成煤（李增学等，2001）。张鹏飞等（2001）提出不同意见，他们对山西太原西山上石炭统太原组的7、8、11号煤层及其顶板灰岩的地球化学特征、煤核和生物化石进行分析，发现煤层形成过程中明显地受到海水影响，煤层上覆石灰岩形成中亦有淡水参与，说明煤层及其顶板灰岩在相序上是连续的，其海侵模式应是渐进型海侵，亦即海侵过程成煤。

最近，邵龙义等（2003）还提出了“海相层滞后时段聚煤”的思想，即煤层形成于海平面上升过程中的“碳酸盐沉积滞后时段”中，“滞后时段（lag time）”指在海平面上升至碳酸盐岩台地之上(图3.16的海平面②位置)到碳酸盐真正开始沉积(图3.16的海平面③位置)之间的一段时间。很多学者研究发现，全新世冰期后海平面上升到佛罗里达陆棚上之后，碳酸盐并没有马上沉积下来，而是在数千年之后才沉积下来，在这数千年甚至更长的“滞后时段”中，红树林泥炭则大量发育形成了红树林泥炭层，最终的层序是不整合

面—红树林泥炭层—海相碳酸盐岩沉积，这一看法可能解释中国晚古生代大部分以石灰岩为煤层顶板的含煤旋回层成因。

3.5 石炭系—二叠系层序地层划分对比

通过前述三个重点露头剖面点（钻孔）的层序地层详细分析，以及三条连井剖面的对比，根据区域不整合面及局部角度不整合（风化壳）、根土岩的发育、生物带的缺失、海侵方向及沉积体系转换面、河道砂体发育特征等识别出8个层序界面，它们分别是奥陶系灰岩顶部风化面、8号煤底板海侵方向转换面、山西组底部北岔沟砂岩底面、下石盒子组底部骆驼脖子砂岩底面、上石盒子组底部砂岩（桃花泥岩顶面）、上石盒子组中部下切谷侵蚀面、石千峰组底部砂岩底面以及二叠系顶的不整合面。根据这些界面将环渤海湾西部地区石炭系—二叠系划分为7个复合层序，并在复合层序内进一步划分高位层序组、海侵层序组和低位层序组。由于不同地区所保存的石炭系—二叠系完整程度不同，因而在不同地区划分出的复合层序个数有所不同。本次层序地层划分方案是在笔者所在课题组的层序地层划分方案的基础上，将原来所划的三级层序V（主要包括上石盒子组）从上石盒子组中部最厚的一套下切河道的底将其划分为两个三级层序。主要原因是，从河北南部上石盒子组的特征看，在晚二叠世早期，该区普遍存在河道下切作用，为一个基准面下降较为明显的标志。

从对比结果来看，受后期构造运动的影响，石炭系—二叠系在不同地区被剥蚀程度不同，因而在不同地区复合层序发育完整程度差异较大（表3.1）。

表3.1 环渤海湾西部地区石炭系—二叠系层序地层划分与对比简图

Table 3.1 Division and correlation of the Permo-Carboniferous sequence strata in the peri-Bohai bay area

地质时代			中华北地层分区	层序地层							北华北地层分区
世	期	年龄/Ma		峰峰	巨鹿	南宫	阜城	沧州	大城	宝坻	
T_1		215									
P_3	P_3^2		石千峰组	VII	VII			VII			洼里组
	P_3^1	250	上石盒子组二至四段	VI	VI		VI	VI			古冶组
P_2	P_2^2		上石盒子组一段	V	V	V	V	V		V	
	P_2^1	259.7	下石盒子组	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	唐家庄组
P_1	P_1^2		山西组	III	III	III	III	III	III	III	大苗庄组
	P_1^1	290	太原组上段	II	II	II	II	II	II	II	赵各庄组
C_2	C_2^2	303	太原组下段	I	I	I	I	I	I		开平组
	C_2^1	322.8	本溪组							I	唐山组
O_2											

峰峰、巨鹿、沧州一带7个复合层序都有发育，但复合层序VII的顶部也有不同程度的侵蚀，在南宫、宝坻地区地层侵蚀较为严重，仅发育复合层序I～V，且复合层序V在不同地区也遭受不同程度的侵蚀，而在大城地区复合层序IV的顶部及其以上地层均被侵蚀掉了。各复合层序与岩石地层单位的主体有大致的对应关系，但有的地方出入也较大。

3.5.1 晚石炭世障壁潟湖体系的层序地层（复合层序I）特征

复合层序I主要包括本溪组和太原组下部地层，部分地区仅包括本溪组，时代相当于晚石炭世早期到晚石炭世晚期初。研究区晚石炭世为陆表海沉积，地形极为平坦，河流不发育，难以形成侵蚀成因的不整合，但发育陆上暴露成因的无沉积作用面（一般为根土岩或古土壤顶面）。复合层序I的底界也是四级层序S1的底界SB1，为中奥陶统顶的平行不整合面，底部普遍发育一层紫红色褐铁矿（亦称山西式铁矿），其上为一层浅灰夹紫红色鲕状（铁质）铝土岩（即“G层铝土”），该层铝土岩层位稳定，但厚度变化较大。向上为

灰—深灰色粉砂岩、透镜状砂岩、夹紫红色泥岩及灰岩1～4层，其中最上一层灰岩厚度较大，一般3～5m，最厚达10m以上，富含动物化石；上部以灰—深灰色铝土质页岩、粉砂岩为主，夹炭质泥岩及薄煤层1～3层，其中一层较为稳定（峰峰地区俗称尽头煤）。其顶界面在河北巨鹿、邯郸、邢台、峰峰、南宫、阜城及河南濮阳一带位于相当于峰峰矿区8#煤层的一套煤层的底，在沧州、大城位于向上出现的第一套厚度较大的砂岩之底，在开滦和天津宝坻位于K_3灰岩之下的一套粉砂岩的底，在京西灰峪位于向上出现的第一套厚度较大的中砂岩之底。复合层序I由海侵层序组和高位层序组组成，其中海侵层序组相当于河北南部的本溪组和唐山—开滦一带的唐山组，其顶为最本溪灰岩的底，为海平面逐渐升高过程的沉积。高位层序组相当于太原组下部（相当于河北省南部以大青灰岩为顶板的8#煤之下地层），在北京西山一带相当于下杨家屯煤系下部，在唐山—开滦一带相当于开平组。在兴隆一带相当于张家庄组。在河北南部发育潟湖潮坪相的泥岩、铝土质泥岩和砂岩、滨外碳酸盐岩陆棚相灰岩和薄煤层。复合层序I中石灰岩层数有从北向南明显减少的趋势（图3.17a），说明当时的海侵主要来自于北（北东）方向。

复合层序I沉积期间，华北地台在经历了长时间的风化剥蚀后，进入整体沉降阶段，北部沉降幅度大，海水开始从北部侵入。海侵层序组为潟湖相的粉砂岩、铝土质泥岩。高位层序组发育潟湖潮坪相的泥岩、铝土质泥岩和砂岩、滨外碳酸盐岩陆棚相灰岩和薄煤层。下架灰岩及其相当层位代表了本层序的最大海泛面沉积。

3.5.2 早二叠世早中期滨岸带层序地层（复合层序II、III）特征

早二叠世早中期地层（太原组上段和山西组）包括层序II和III两个复合层序。

3.5.2.1 复合层序II

包括太原组中上部，时代相当于早二叠世早期。从大青灰岩之下8#煤底板到山西组底界。在北部唐山一带相当于赵各庄组，在北京西山地区相当于下杨家屯煤系上部。复合层序II主要由煤层、石灰岩、铝土质泥岩、粉砂岩和砂泥岩组成。其沉积相旋回结构主要为泥炭沼泽相向上演化为滨外碳酸盐岩陆棚相、障壁砂坝相及潟湖沼泽相，构成了多个完整的次级海进—海退沉积序列，其底界SB2位于相当于河北南部的8#煤层的底，为海侵方向的转换面（图3.17a），其下复合层序I的海侵方向来自于北东方向，石灰岩层数由此向南明显减少，其上的复合层序II中海侵方向则转换为由南向北，石灰岩层数由南向北逐渐减少。复合层序II表现为向上为多个煤层-石灰岩-砂泥岩旋回。由海侵层序组和高位层序组组成。在峰峰、巨鹿、南宫一带最大海泛面位于相当于河北南部的伏青灰岩的底，在开滦和天津宝坻位于K_4灰岩的底。复合层序II为海水的多次进退过程中形成的，地层型式表现为多个煤层-石灰岩-砂泥岩的旋回，每一个这样的旋回组成了一个四级层序，这些四级层序中煤层和石灰岩的厚度不等，在河北南部具有明显的向上变薄再变厚，然后再变薄的趋势，这种样式的四级层序主要分布在河北南部，而在其他地区，由于海侵时海水到达的次数和淹没时间都没有河北南部多，因此所形成的灰岩层数较少，厚度较薄。其中相当于河北南部的伏青灰岩的那套灰岩厚度较大，发育范围也较广泛，代表整体海退过程中的一次规模较大的海侵，而其他灰岩层仅在峰峰地区发育较稳定，在地区发育不稳定或基本不发育，代表了规模较小的海泛。

尚冠雄和汪曾荫（1993）通过生物资料、标志层的严格对比，认为河北省南部大青灰岩可与豫西、两淮的L3灰岩和鲁西南及淄博的L6灰岩对比（图3.17b），在鲁西南和淄博L6灰岩之下有四层较薄的石灰岩（L1～L4）和一层煤层，在晚石炭世华北地台的海水侵入主要来自北东东方向和北西方向，南面当时没有海水侵入（武法东，陈钟惠等，1994）。所以，在鲁西南和淄博L6灰岩之下的几层较薄的石灰岩和煤层是在海侵转换面之上的沉积，代表了复合层序II发育初期的几次规模较小的海侵，可作为复合层序II海侵期的沉积即海侵层序组。

复合层序II包括海侵层序组和高位层序组，海侵层序组是研究区煤层和石灰岩发育层段，底界为海侵方向的转换面（尚冠雄等，1997），为该三级层序底界面（邵龙义，1998）。向上为多个煤层-石灰岩-砂泥岩旋回结构，岩性有煤层、炭质泥岩、石灰岩、铝土质泥岩、粉砂岩和砂泥岩。旋回结构为泥炭沼泽相向

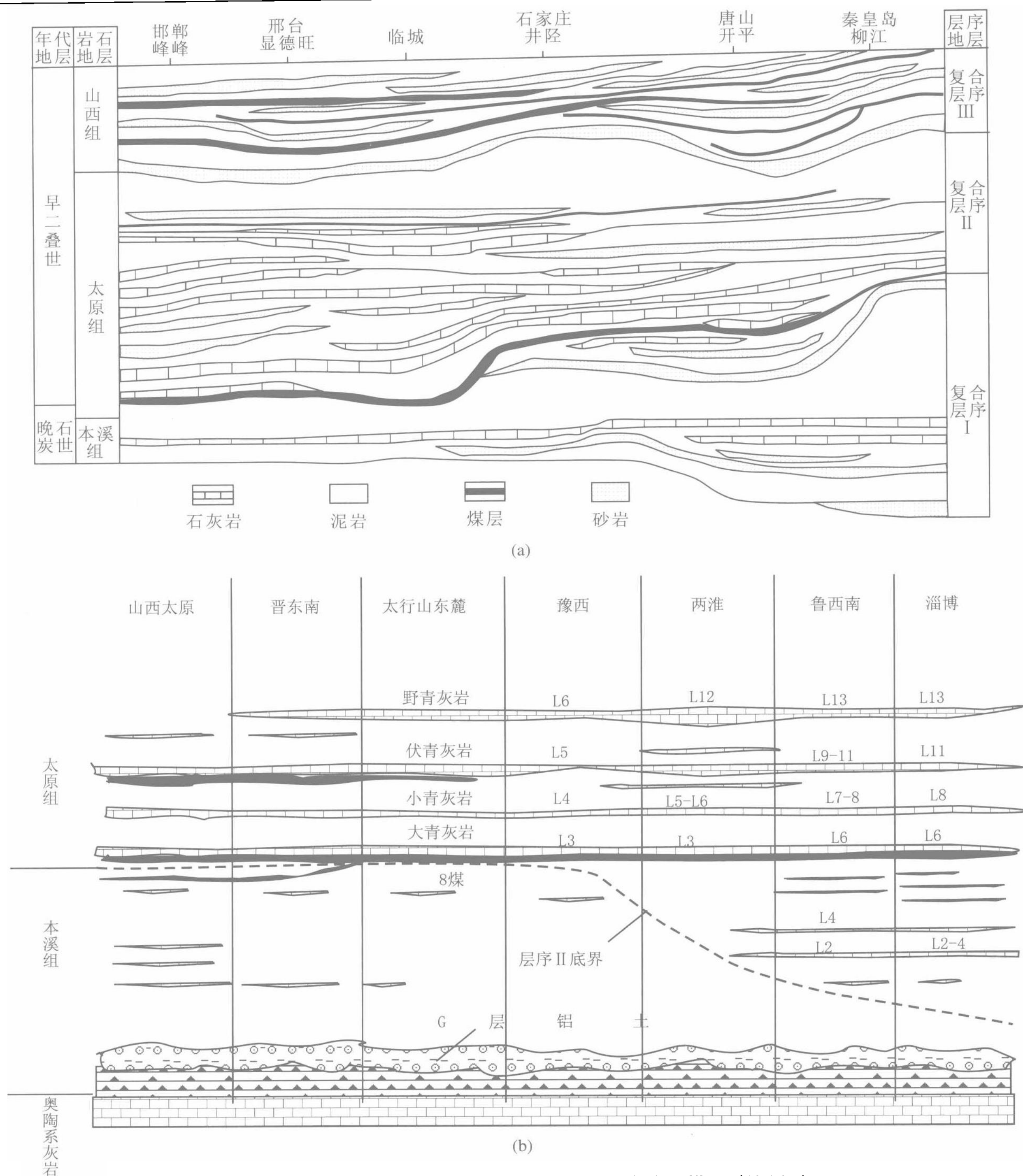


图 3.17 环渤海湾西部地区石炭纪—二叠纪石灰岩及煤层对比剖面

Figure 3.17 Distribution and correlations of the Limestones and coal seams in the Carboniferous and Permian in the western Peri-Bohay Bay area

a. 峰峰—秦皇岛石炭纪—二叠纪层序地层格架及石灰岩和煤层对比剖面图

a. The Fengfeng to Qinhuangdao cross section showing the distribution and correlations of the Limestones and coal seams in sequence stratigraphic framework of the Carboniferous and Permian (modified after Shang Hongtian et al., 2007)

（据尚洪田等，2007，修改）

b. 研究区及山西、河南、安徽、山东石炭纪—二叠纪石灰岩及煤层对比图

b. The Taiyuan to Zibo cross section showing correlation of the limestones and coal seams in the Carboniferous and Permian (modified after Shang Guanxiong et al., 1997)

（据尚冠雄等，1993，修改）

上演化为滨外碳酸盐岩陆棚、障壁砂坝相及潟湖相，构成了若干个完整的海进—海退沉积序列。煤层和石灰岩的厚度不等，有向上变厚的趋势；平面分布也不稳定，在研究区的中部和东北部煤层的层数多，厚度也较大。在垂向上表现为退积到弱的加积。在露头剖面上未出露。但是在井下剖面中可以识别出来。

高位层序组主要由铝土质泥岩、粉砂岩和薄煤层组成，在垂向上表现为加积到弱的进积，是在整体海退的过程中形成的；平面上在本区的西部地区厚度较大。在露头剖面上出露了四级层序S1的高位体系域。

3.5.2.2 复合层序III

包括相当于山西组的地层，时代相当于早二叠世晚期。从底部北岔沟砂岩底界到下石盒子组底部骆驼脖子砂岩底界，在唐山一带相当于大苗庄组，在兴隆一带相当于荒神山组。本层序发育低位层序组、海侵层序组、高位层序组。主要是一些浅水三角洲型准层序。北岔沟砂岩及相当层位的砂岩为河道下切充填可作为低位沉积，其上的一层薄煤层为初始海泛阶段沉积，该区2号煤层为该层序中最厚、分布最广的煤层，可作为最大海泛阶段的产物，其底面为最大海泛面，之上为高位层序组沉积。层序III在峰峰、临城、元氏、开滦一带为下三角洲平原沉积环境，发育分流河道及分流间湾沼泽等。在京西、宝坻及兴隆等地为上三角洲平原环境，发育典型的向上变细的分流河道砂岩及分流间湾的砂泥岩互层沉积（图3.18～3.21）。

3.5.3 早二叠世晚期—晚二叠世早期河流体系的层序地层（复合层序IV、V、VI）特征

本阶段（包括下石盒子组和上石盒子组地层）发育复合层序IV、V和VI，主要发育河流型层序，在沙坝沟剖面上，根据河道的下切及纵向变化及古土壤发育特征共识别出19个河流型四级层序。每一层序由底部的河床滞留沉积开始，岩性为粒度较粗的含砾粗砂岩，其下为河道冲刷面，向上为天然堤、决口扇、河漫等较细粒的沉积。在视电阻率曲线上特征表现明显，下部为高值的峰，向上逐渐变小。因陆相地层砂体的不稳定性，所以其河流型层序在横向上的可对比性也差，但根据垂向上的岩性组合仍可大致在每个复合层序中识别出低位层序组、海侵层序组、高位层序组。

3.5.3.1 复合层序IV

复合层序IV包括下石盒子组及相当的层位，时代相当于中二叠世早期。层序IV界面为下石盒子组底部砂岩（相当于太原西山的骆驼脖子砂岩）的底面。下石盒子组底部稳定发育骆驼脖子砂岩，该层砂岩在华北地台上稳定发育，可与河南的大占砂岩对比（尚冠雄，汪曾荫，1993），岩性为中粗粒含砾砂岩，底部有冲刷面发育，将其作为本层序低位层序组的下切谷沉积。海侵层序组以厚层炭质泥岩、泥岩和巨厚层的粉砂质泥岩等细粒沉积为主，在东部地区发育数层煤层。高位层序组以灰黄、黄绿、黄褐色中细粒砂岩、粉砂岩、页岩及砂质页岩为主，整体表现为向上变粗的沉积序列，反映海平面抬升速率降低，在末期开始下降。随着海水大面积向南退缩，广大地区演变为上三角洲平原环境，分流河道与泛滥盆地并存；位于南部的峰峰一带，仍发育部分下三角洲平原相（分流间湾、泥炭沼泽）。层序内发育多个河流体系的完整旋回，在每一个旋回的顶部发育紫红色花斑状泥岩，代表了曾暴露于地表遭受风化。该层序的顶界则为其顶部的桃花泥岩的顶面（图3.19～3.22）。

3.5.3.2 复合层序V

包括上石盒子组的第一段和第二段下部的地层，时代相当于中二叠世晚期。从钻孔揭示的地层看，复合层序V在河北南部及河南濮阳和山东淄博一带发育较全，在北部的南宫、德州、沧州、宝坻和京西都大部分被侵蚀掉。从南部各露头剖面及钻孔来看，复合层序V以河流相的层序为特征，由低位层序组、海侵层序组和高位层序组构成。低位层序组在垂向上表现出向上变细变厚的叠置特征，其岩性以四级下切谷砂体和泛滥盆地的细粒沉积物为主，都具有下切谷充填沉积非常发育的低位体系域，而高位体系域不发育，在区内的东南部厚度很大。海侵层序组岩性为中细砂岩、粉砂岩、泥岩，与低位层序组相比，其四级低位体系域在层序中的比例减少，四级层序的垂向叠置特征为向上变细变厚的退积。高位层序组以典型的向上变

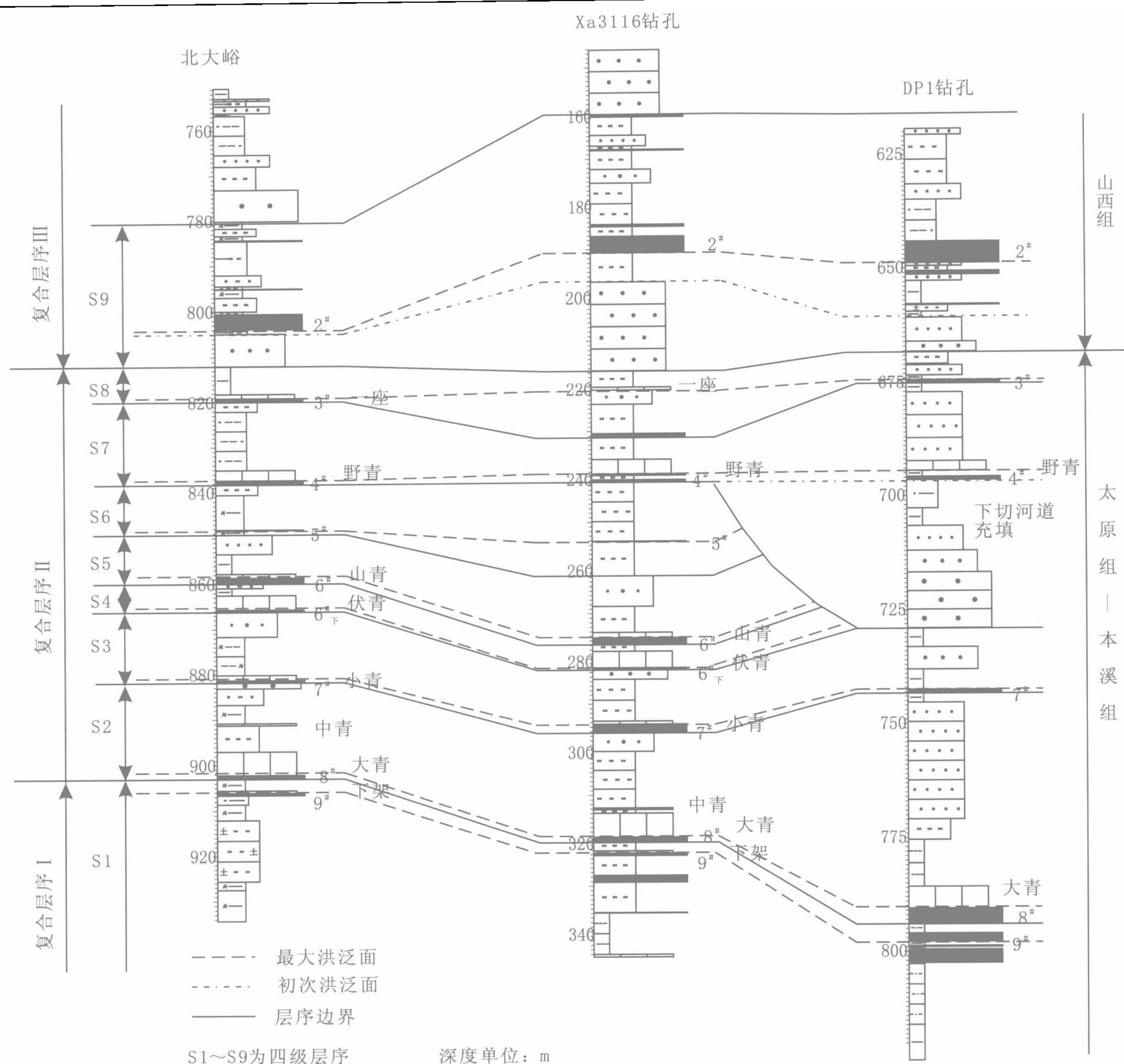


图 3.22　河北南部石炭系—二叠系含煤岩系层序地层划分

Fig.3.22　Sequence stratigraphy of the Permo-Carboniferous coal measures in southern Hebei

细的旋回为特征，每个旋回的下部为发育冲刷面及交错层理的河道砂岩，上部为紫红色泥岩和粉砂岩，该层序组整体表现为向上变粗的进积。该复合层序整体上为一个向上变细再变粗的完整旋回，而在地层保存不全的地区主要发育低位层序组和海侵层序组（图 3.18～3.21）。

3.5.3.3 复合层序 VI

相当于上石盒子组第二段上部以及三、四段，在时代上大致对应于晚二叠世早期。由于受剥蚀较严重，该复合层序在大部分地区都发育不全，主要在河北南部、河南濮阳和山东等地发育。另外，在北大港南部的庄古1井和霸县附近的新葛4井也发育较全。而在北部其他地区仅发育低位层序组或低位层序组和海侵层序组的下部。

从临城沙坝沟—庆古 1 井的对比图看（图 3.18），该复合层序由低位层序组、海侵层序组和高位层序组组成。其中低位层序组在邢台矿区—鸡泽地区由辫状河河道砂岩组成，尤其在邢台矿区，主要为多套复合

的辫状河道组成，厚度也较大，而在东部则由厚度较薄的曲流河河道砂岩组成，向上演变为河流泛滥盆地和决口扇沉积，并组成海侵层序组，再往上河道砂岩又有所增加而形成高位层序组。该层序在全区以多个向上变细的河流沉积旋回为特征，在低位层序组中每个旋回都由发育交错层理且底部具有冲刷面的河道砂岩和其上部的紫红色泥岩和粉砂岩组成；海侵层序组主要由紫红色泥岩、泥质粉砂岩和灰色粉、细砂岩组成；高位层序组则砂岩含量有明显的增加，可见到中砂岩和细砂岩，夹紫红色泥岩或泥质粉砂岩。

3.5.4 晚二叠世晚期河流—湖泊体系层序地层（复合层序 VII）特征

从露头及钻孔揭示的地层看，复合层序VII在本研究区保存下来的地层比较有限，主要包括石千峰组中下部地层，可大致划分出低位层序组和海侵层序组。时代上大致对应于晚二叠世晚期。

层序底部稳定发育一套中、细砂岩，该套砂岩相当于太原西山的金顶山砂岩，在华北地台全区发育，可与太原的K8砂岩，豫西、两淮的平顶山砂岩对比，为低位期的下切谷沉积。在区域上，该复合层序中上部发育1～3层淡水石灰岩，它们可能是晚二叠世晚期的一次基准面抬升引起的湖水侵入的产物，为该层序的最大洪泛期沉积，但在本区没有见到此套地层的发育。

从研究区各剖面沉积相及层序地层对比的结果看，复合层序VII主要包括区内的石千峰组中下部地层，岩性主要为酱紫色中细粒钙质砂岩、暗紫色泥质粉砂岩及紫红色泥岩，研究区未见薄层状淡水石灰岩。底部以叠置的厚层含砾砂岩为特征，代表低水位期的沉积，其上厚层—巨厚层的泛滥盆地砂泥岩互层沉积代表基准面抬升期的沉积，属于湖侵层序组沉积（图3.18～3.21）。

3.6 层序地层格架下的厚煤层聚集模式

3.6.1 石炭系—二叠系煤层在层序地层格架中的分布特征

图3.22为研究区内本溪组—山西组较为典型的含煤岩系，可划分为3个复合层序，包括9个含煤层的四级层序，煤层在四级层序中基本都出现在海侵过程中。在河北南部的太原组—本溪组灰岩层数最多，发育了8层，除了中青灰岩外，其他各层灰岩之下都发育了一层厚度有所不同的煤层，这些灰岩的发育反映这个地区至少发生了8次规模不一的海侵，而这些海侵形成的灰岩直接覆盖在煤层之上，反映了海侵过程是非常迅速的（张鹏飞，邵龙义等，2001）。

从对比图上看，本溪组沉积时期该区以泥岩、铝土质泥岩、铝土质粉砂岩夹薄煤层沉积为主，沉积环境为滨外泥质陆棚—潟湖沉积，经过一段较为平静的时间后，在潟湖靠陆一侧形成了厚度较大的9#煤层，随后出现了小规模的海侵，沉积了厚度较薄的本溪灰岩，导致向陆一侧煤层沉积的一度中断。这次海退后，平缓的滨岸平原形成的潟湖沼泽沉积了巨厚的8#煤层，然而就在此时发生了突然且快速的大规模海侵，将研究区完全覆盖，沉积了厚度较大的大青灰岩。随后海水逐渐退出该区，并形成了海退障壁砂坝，同时在障壁砂坝向陆一侧的障后沼泽中沉积了连续性较好的7#煤层。在6#和6#下煤层发育时也发生了快速的海侵，但海侵范围并未波及钻孔DP1所在的位置，此时在此地发育小型河道，形成一套向上变细的正旋回地层，而缺失6#、6#下和5#煤层。之后该区又发生了两次海侵。如此每次海进—海退过程都以滨外碳酸盐岩陆棚—滨外泥质陆棚—障壁砂坝—潟湖沉积环境的演化为特征。直至山西组沉积时，海水已基本完全退出该区，但平缓而宽阔的海岸平原地下水水位仍然较高，为巨厚煤层的形成提供了良好条件，因此形成了横向连续性好、厚度大的2#煤层，其沉积环境主要为下三角洲平原的间湾沼泽或岸后沼泽，其间还发育小型的分流河道。

3.6.2 层序地层格架中厚煤层成因分析

从本溪组—山西组含煤岩系特征看，除了5#煤层外，其他各煤层之上都出现了一层厚度不同的石灰岩，从这些煤层之上石灰岩厚度变化及横向分布特征看，似乎也可以推测，可能5#煤层之上也有一层石灰岩，只

不过在该区没有出现，在该区以西或西南地区就有可能出现。因此，总体上可以看出每一层煤层都形成于一次海侵的初期，为一个沉积幕中一个阶段的产物，煤层厚度的大小可能代表了这个阶段持续时间的长短。最大海侵事件所形成的煤层常常具有大区域或盆地范围的分布规模（如2#煤层），而由次一级沉积事件中的海侵形成的煤层，仅有小区域的分布规模。前者相当于层序地层学和成因地层学中的最大淹没面沉积，后者则相当于一个正常的海泛面沉积。因此，大面积或盆地范围展布的厚煤层主要是幕式聚煤作用期的产物，多代表最大海泛面沉积，而较小范围展布的煤层则是次一级幕式聚煤作用期的产物，代表正常海泛面沉积（邵龙义，张鹏飞，1997）。

从三级海平面旋回看，研究区石炭系—二叠系含煤岩系形成于三级海平面上升然后又下降的过程中，最大海侵范围是在太原组底的大青灰岩发育时期，之后的多次海侵范围都较小，且每次海侵后都有一次时间较长的海退，并总趋势上海水呈退却的趋势。沉积环境演化总体为潟湖—滨外陆棚—障壁（潟湖）—下三角洲平原的过程，整个反映了滨海平原过渡环境靠海一侧（本溪组—太原组下段）沉积环境向滨海平原靠陆一侧（太原组上段—山西组）沉积环境的演变。从层序地层分析结果可以看出，在滨海平原过渡相靠陆一侧的含煤岩系中，分布广泛的厚煤层形成于最大海泛期；而在靠海一侧，即真正海陆交替的沉积序列中，一些大面积分布且较厚的煤层可能是最大海泛面沉积，也可能是一般的海泛面沉积，这时煤层常与其上覆盖的海相石灰岩及含动物化石泥岩层一起构成海泛期或最大海泛期沉积。如果仅仅考虑第四级层序，那么其中的煤层可作为海侵期沉积看待，其上的海相石灰岩及含动物化石泥岩层则代表四级旋回中最大海泛期的沉积。从各煤层厚度及其平面上的分布或连续性来看，滨海平原靠陆一侧形成的煤层（如2#煤层）厚度大且横向连续性也比较好，而靠海一侧形成的煤层多数厚度都较薄，也有厚度较大的煤层（如9#煤层），但其横向连续性与靠陆一侧形成的煤层相比要差。

若将形成煤层的滨岸平原视为坡度一定、且地形平缓的理想状态，则当在一个三级海平面升降旋回中，在海平面从最低点向最高点运动的阶段，有利于煤层发育的过渡环境将向陆地方向迁移；而在海平面从最高点向最低点运动的阶段，有利于煤层形成的过渡环境将向海的方向迁移（图3.23）。同时，在三级海平面变化的过程中还伴有四级海平面的升降运动，在每一个四级海平面旋回中，当海平面上升导致地下水位上升，形成泥炭沼泽。由于在这种理想状态下，煤层的横向延展性在不同时期是一样的，因此海平面变化的不同阶段形成的煤层主要在厚度上存在差异。而煤层厚度的大小主要取决于泥炭堆积速率与可容空间增加速率之间保持平衡的时间长短（邵龙义等，2003）。

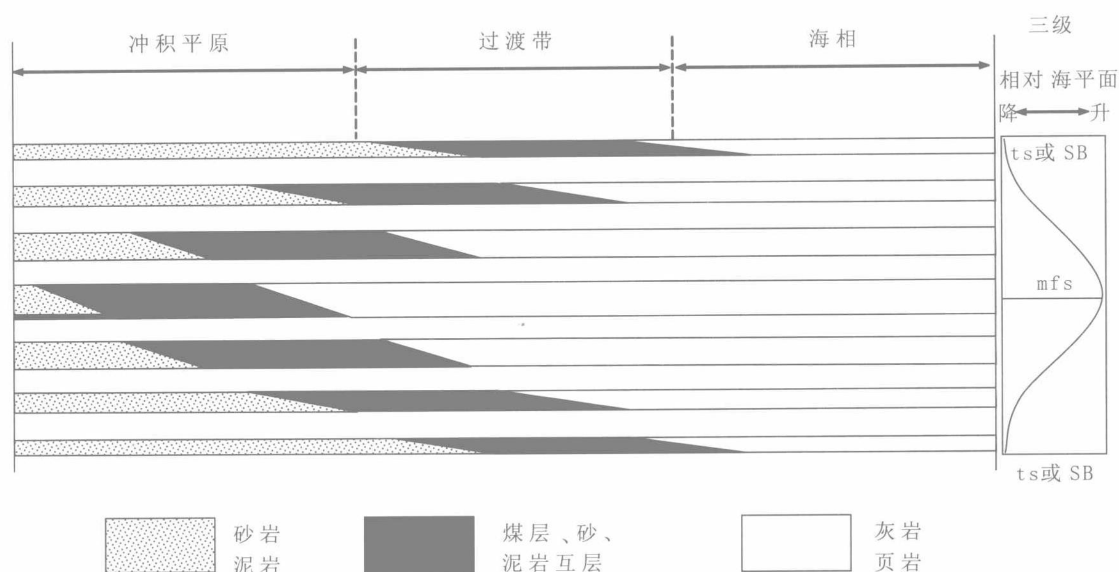


图3.23　三级相对海平面变化过程中滨海平原过渡带迁移示意图

Fig.3.23　Schematic diagram showing shifting of paralic transition zone during the third-order relative sea level change

在滨岸平原沉积环境中，一个完整的三级海平面变化旋回中，有利于煤层沉积的过渡环境随海平变化而发生迁移，由于在同一时间内，不同地理位置海平面变化速率存在差异，因而在一个三级海平面变化旋回过程中，不同地理位置出现有利于泥炭堆积的海平面变化速率的时间不同，即在一个三级海平面旋回过程中，靠陆一侧三角洲平原沉积环境中，厚煤层主要出现在最大海泛面位置，而靠海一侧障壁—潟湖沉积环境中，厚煤层主要出现在初始海泛面的位置，但就整个三级复合层序来说，层序中厚度最大、分布最广的煤层主要分布于最大海泛面附近的位置。环渤海湾西部地区石炭系—二叠系三级复合层序II的厚煤层主要形成于三级初始海泛期间，而三级复合层序III的厚煤层则主要形成于三级最大海泛期间。

3.7 基于层序地层格架的岩相古地理及其演化特征

3.7.1 岩相古地理图编图思路与步骤

岩相古地理分析是通过现存的地层地质特征尤其是岩相特征，来分析地质历史时期地理面貌及环境变迁的一种方法。岩相古地理图不但可以反映沉积时期的古地理面貌，同时还能用以预测沉积矿床的形成和分布（刘宝珺，曾允孚，1985）。因此，岩相古地理分析已成为矿产预测的一种不可缺少的手段（谢家荣，1948；冯增昭，2003）。

岩相古地理的研究，主要是在单剖面和沉积断面详细分析沉积环境的基础上，统计出各种能反映沉积环境的参数，最终编制出岩相古地理图。岩相古地理编图各派理论依据不同，如古生物地层学（刘鸿允，1955；卢衍豪，1965）、大地构造学（张文佑，1959；王鸿祯，1985）、单因素综合作图法（冯增昭，1977，2004）以及沉积相比作图法（刘焕杰等，1991）等。通过不同的方法绘制出的岩相古地理图或沉积相古地理图各有特色。其中单因素综合作图法使岩相古地理研究有了定量依据。

研究区晚古生代含煤岩系多以碎屑岩为主，石灰岩标志层发育，地层划分及对比清楚，区内有煤田和石油钻孔控制及露头分布。这些特征不但适合于详细的沉积环境和沉积模式研究，而且有利于各种古地理参数的统计，因此比较适合于用岩比法进行岩相古地理作图（张鹏飞等，1997）。

岩相古地理分析首先必须重视岩相、沉积环境特征研究以及单剖面的环境分析及古水流分析（刘宝珺，曾允孚，1985；张鹏飞等，1993），除此之外，在编图过程中各种反映沉积环境参数（即单因素）的客观定量统计也是必不可少的。实际资料的研究是编制岩相古地理图的基础工作。注重对每个钻孔的分析，有目的地选择制作剖面图，不断扩大认识范围，最后编制平面图。采取这种由点到面、循序渐进的方法，整个编图过程做到资料翔实可信、分析准确。最终编制出符合客观实际的能反映沉积环境分布的岩相古地理图。

3.7.1.1 古地理参数及意义

岩相古地理图，实际上是一种经过对古地理的各种参数分析、理解、归纳抽象出的综合图件。

我们统计了多种能反映古地理面貌的参数，绘制出了各种参数等值线图，用以从不同的角度反映当时的古地理面貌。需要指出的是，岩相古地理图主要是根据砂泥岩比等值线图，同时配合其他图件综合绘制而成的。

本次采用的古地理参数包括地层厚度、砾岩厚度、砂岩厚度、砂岩和砾岩总厚度、含砂率、砂泥岩比、砂岩和砾岩层数、煤层厚度、炭质泥岩厚度、泥岩厚度、泥岩厚度百分比、煤和炭质泥岩（烃源岩）百分比以及石灰岩厚度等，各项参数的统计方法以及其等值线图的地质意义见表 3.2。其中石灰岩厚度、砂泥岩比、含砂率、煤层厚度等是绘制最终的岩相古地理图的最重要的依据。

3.7.1.2 古地理图编制步骤

第一步，编制岩相及沉积相柱状图

这是岩相古地理分析的第一阶段，着重对研究区的主要岩相的特征进行了解，可通过地表露头、钻井岩心、测井及地震反射剖面等的调查，选择重点地层剖面，了解研究区主要的岩石类型的颜色、物质成分、

表 3.2　岩相古地理分析中各项参数的统计方法及其意义

Table 3.2　Statistical methods and implications of the parameters in the lithofacies palaeogeography analysis

序号	参数	统计方法	意　义
1	地层厚度（m）	地层总厚度(m)	反映区域沉降幅度，沉积物供给，隆起、凹陷及盆地轮廓
2	砾岩厚度（m）	砾岩层总厚度(m)	反映冲积扇或辫状河分布范围、物源区方向以及可能的储积层分布
3	砂岩厚度（m）	砂岩总厚度(m)	反映砂体及三角洲砂体的分布范围及可能的储积分层
4	砂岩和砾岩总厚度（m）	砂岩和砾岩厚度总和(m)	反映冲积砂体及三角洲砂体的分布范围及可能的储积层分布
5	含砂率(%)	$\frac{\text{砂岩、砾岩厚度总和(m)}}{\text{地层总厚度(m)}}$	反映冲积砂体及三角洲砂体的分布以及主要水道分布规律
6	砂泥岩比	$\frac{\text{砂岩、砾岩厚度总和(m)}}{\text{粉砂岩、泥岩厚度总和(m)}}$	反映主要岩性分布特征，是划分相带的主要依据
7	砂岩和砾岩层数	单层厚度大于 0.5m 的砂岩和砾岩层数	指示物源方向
8	煤层厚度（m）	煤层总厚度(m)	反映煤沼发育地区
9	炭质泥岩厚度（m）	炭质泥岩层总厚度(m)	指示煤沼、低能海湾或分流间湾及三角洲间湾发育地区
10	泥岩厚度（m）	泥岩层总厚度(m)	指示潟湖或湖泊发育区
11	泥岩厚度百分比(%)	$\frac{\text{泥岩总厚度(m)}}{\text{地层总厚度(m)}}$	指示沉积中心发育区
12	煤和炭质泥岩（烃源岩）百分比(%)	$\frac{\text{煤层、炭质泥岩厚度总和(m)}}{\text{地层总厚度(m)}}$	指示煤沼或分流间湾及三角洲间湾发育地区
13	石灰岩厚度(m)	石灰岩总厚度(m)	用以指示海侵范围以及滨外陆棚相分布范围

结构、沉积构造、古生物及遗迹化石、结合和包裹体、岩层产状、厚度、接触关系等以及测井相和地震相特征，对煤层的观察和描述列为重点内容，包括煤层厚度、厚度变化、分叉及尖灭、煤层顶底板、煤层夹矸、煤层在旋回中的位置等，有条件的话还应描述煤层结构及宏观煤岩类型。通过这些描述和分析，应该在野外给出沉积相分析并鉴别出层序地层界面，进行初步的层序地层分析。对所测的重点剖面应结合沉积岩的详细描述，逐层采集标本，以便在室内做进一步研究。

完成重点剖面编录、描述及测制后，结合室内的岩矿鉴定及化验分析，尽快编制出完整的岩相及沉积相柱状图，通常用比例尺为 1:200 或 1:500，图中应标明地层年代、岩石地层单位、层号、厚度、岩石类型柱状图、岩石特征描述、沉积相分析、层序地层分析及基准面变化曲线等。本次工作的沉积相及层序地层柱状图绘制阶段已经在本书第二章和第三章第三节完成，代表性的柱状见图 3.5，图 3.7 及图 3.9。

第二步，绘制沉积断面图

在完成柱状沉积相及层序地层分析之后，还应绘制沉积相和层序地层沿沉积走向和沉积倾向方向的沉积断面图，主要是为了掌握在不同方向上岩性、岩相及煤层的稳定程度和变化规律，了解各级层序界面及层序结构在沉积倾向及沉积走向上的变化。在绘制沉积断面图时，一般把一层最稳定的岩层（煤层、标志层、海相层等）绘成水平产状，其余的岩层与该水平岩层相应的排列起来。各柱状（露头、钻孔）中的岩性、岩相用标准花纹图例表示出来，然后在根据岩相旋回特征、层序界面特征及层序中的体系域特征进行对比，用连接线把对比结果连接起来，或者用岩相图例符号连接起来，这样就形成了沉积断面图。切记图面上应有剖面方向及纵横比例尺以及资料点的平面分布图。

本次工作中，我们选择绘制了南北向和东西向两条沉积断面图。并根据其岩性组合与成因标志划分出了沉积相和层序。这一部分的工作已经在本书第三章第五节完成，见图 3.20 等。

第三步，资料统计、分析、选择，绘制各种参数平面图

这次工作中，我们在对野外剖面和钻孔岩心详细描述分析以及绘制沉积断面图的基础上，尽可能全面

收集地矿、煤炭、石油各系统的钻孔资料。经筛选，利用资料点共47个，其中钻井资料点32个，实测剖面点15个。统计层位为区内七个三级层序。

我们选择了地层等厚线图、含砂率等值线图、煤层等厚线图、“煤＋炭质泥岩”等厚线图、砂泥岩比等值线图以及石灰岩厚度等值线图等，按7个编图层序单位，分别绘制了全区图件。图面上的比例尺、指北方向以及大致的现代地理标志（如省界及主要城市等）不应缺少。

第四步，综合分析并绘制古地理图

本次主要依据岩比图，同时还配合地层等厚线图、含砂率等值线图、煤层等厚线图、“煤＋炭质泥岩”等厚线图及石灰岩分布图，来编制岩相古地理图和划分主要相带和相区。在成图时首先以石灰岩质量分数等值线将富含石灰岩的碳酸盐岩陆棚区和富含碎屑岩的滨岸、潮坪及三角洲沉积区划分开来，然后在碎屑岩沉积区依据岩比等值线、含砂率等值线划分不同的碎屑岩古地理单元，此外对于一些特殊的古地理单元，可根据特殊的岩性的等厚线图进行限定，例如可根据煤层及炭质泥岩等厚线图限定沼泽的发育范围，根据泥岩等厚线图限定潟湖或分流间湾分布范围等。

古地理图上应反映出当时的海陆分布、各类古地理单元的分布状况、海侵方向、物源方向等，图面上还应有比例尺、指北方向以及大致的现代地理标志（如省界及主要城市等），同时图面还应整洁美观。

3.7.2 环渤海湾西部石炭系—二叠系不同层序的岩相古地理特征

3.7.2.1 晚石炭世—早二叠世（层序Ⅰ、Ⅱ和Ⅲ）古地理特征

上石炭统-下二叠统（本溪组、太原组及山西组）划分为三个复合层序：复合层序I、II和III，这些复合层序主要形成于远离碎屑物源区的滨岸带沉积环境，受海平面变化影响明显，其旋回性比较清楚，四级层序特征及层序组构成也易于辨认，但四级层序和层序组不同地区发育程度不同。层序I由海侵层序组和高位层序组组成，层序II在大部分地区仅发育高位层序组，层序III除在局部地区发育低位层序组外，主要由海侵层序组和高位层序组组成。研究区晚石炭世本溪组、太原组发育陆表海环境的含煤旋回沉积，包括泥炭沼泽相煤层、潮下相石灰岩、潟湖相铝土质泥岩、潮坪砂岩。

（1）复合层序I

主要包括本溪组和太原组下部地层，部分地区仅包括本溪组，时代上相当于晚石炭世。复合层序I在7个层序中总厚度最小，厚度一般为50～120m，个别可达140余m。该层序受底部的古风化面的起伏影响较大，因此厚度变化较大。总体来看，由东北方向向西南方向减薄，唐山、天津一带，地层厚度厚度为60～140m，到沧州、大城、阜城一带为70～90m，到南部峰峰至山东淄博、滕县一带地层厚度仅30～50m（图3.24）。

该层序中石灰岩厚度多在5～20m之间，个别地区（如孔古4井和太10井）达35m左右。石灰岩厚总体上是由东北向西南方向减薄，最厚的地带在孔古4井附近。从石灰岩层数来看，在唐山开滦一带发育7层，在石家庄以南仅4层，在西南部峰峰一带仅2层，说明当时海侵主要来自东北方向（图3.25）。

煤和炭质泥岩一般形成于沼泽环境，它们的多少说明沼泽环境的发育程度。从煤和炭质泥岩等厚线图来看，研究区层序I中的煤层和炭质泥岩厚度一般在5～10m之间，主要沿两个区域富集，一个是在北大港附近，另一个是在南宫和巨鹿一带，这两个地区的煤层和炭质泥岩厚度都在10m左右（图3.26）。

该层序中，砂岩不是十分发育，但从砂岩等厚线图来看，区内有两个砂岩富集带，一个是在天津西北侧的从宝坻到霸州的北东向的条带，另一个是在天津南侧的北大港到德州一带。两个砂岩条带厚度都在10～15m之间，在濮阳南部也有砂岩的富集，如庆古1井附近，砂岩厚12m左右，而在元氏也有近10m的沉积（图3.27）。

砂泥比的分布与砂岩的分布相似，在等值线图上天津西南侧的霸州—文安—河间一带和位于天津南侧的北大港一带，其砂泥比都在0.6以上。德州尽管砂岩厚度较大，但其砂泥比却较低，在德州—巨鹿—南宫—无棣一线以南砂泥比低值区，基本小于0.2，以北地区砂泥比值在0.2～1之间，在元氏砂泥比值最高，达

1.2，在研究区西南部庆古1井附近砂泥比值也能达到1.0（图3.28）。

以上述各单项指标为参考，并重点考虑砂泥比等值线图和层序地层及沉积相对比图的结果，可以勾画出复合层序I的沉积体系的平面分布，霸州—文安—河间一带和位于天津南侧的北大港一带两个砂泥比较高代表两个障壁砂坝相区，西南部濮阳附近的庆古1井区砂泥比也较高应该是当时的一个小型的障壁砂坝相区，而在石家庄以南的元氏高砂泥比区则可能为潮汐砂坝。开滦—天津—德州—临清—濮阳一线以东地区碳酸盐岩厚度较大，为当时的碳酸盐岩主要沉积区，因此为滨外碳酸盐岩陆棚相区。该线以西则为潟湖潮坪相区。总之，层序I沉积时，研究区古地理景观以碳酸盐岩陆棚和潟湖潮坪为主局部发育潮汐砂坝和障壁砂坝（图3.29）。从华北盆地整个区域上看，当时海水来自东北侧，但在本区则表现为海水来自东侧。

（2）复合层序II

包括太原组中上部，时代上相当于早二叠世早期。从大青灰岩之下8#煤底板到山西组底界。在北部唐山一带相当于赵各庄组，在北京西山地区相当于下杨家屯煤系上部。复合层序II岩性主要由煤层、石灰岩、铝土质泥岩、粉砂岩和砂泥岩组成。其沉积相旋回结构主要为泥炭沼泽相向上演化为滨外碳酸盐岩陆棚相、障壁砂坝相及潟湖沼泽相，构成了多个完整的次级海进—海退沉积序列。

复合层序II地层总厚度在50～220m之间变化，厚度大于100m的地区主要在京西—天津—北大港—沧州一带（孔古4井达230m）、邢台—鸡泽—濮阳一带（巨1井达130m）以及济南西侧的黄河北附近（达140m），此外还有济宁和新泰附近地层厚度亦大于100m，分别为140m和107m（图3.30）。与下伏的复合层序I相比，复合层序II灰岩的厚度中心已由东北转向了南面，尽管沉降中心仍然在东北部，但沉积中心已经移到南部，这可能是因为当时构造的跷跷板式运动以及海侵方向由东北方向到东南方向的转变所造成的。

从灰岩分布图上看，复合层序II的灰岩最大厚度分布在南面的济宁—濮阳一带，厚度在15～40m之间，峰峰矿区、邢台矿区也有5～15m的分布，而在北部仅在开滦—天津宝坻一带厚度较大，厚度为10～15m，其次是北大港以南厚度大于10m，其他地区厚度都小于10m，大部分地区都不到5m（图3.31）（表3.3）。由此可明显看出，此时海侵主要来自西南方向。

北部由于海水淹没的机会较少，因而广泛发育障后沼泽和潟湖沼泽，形成了厚度较大的煤层和炭质泥岩。在研究区复合层序II的煤层和炭质泥岩厚度分布特征为，在濮阳—鸡泽—南宫一带，煤层总厚在10～18m之间，在北大港南侧和霸县、文安煤层和炭质泥岩厚度较大，在10～30m之间，其他地区煤层和炭质泥岩总厚度均在10m以下（图3.32）。从煤层和炭质泥岩层数的分布看，在北部煤层和炭质泥岩厚度大的地区，其层数也较多，而南部的濮阳地区也有这一特点，但在峰峰矿区和邢台矿区，虽然总厚度并不大但其层数却较多（图3.33）。这可能是多次海侵后的海退过程沉积的，由于频繁的海侵使得沼泽发育时间不长，因而形成的煤层厚度较薄（表3.3）。

复合层序II的砂岩主要集中于中北部，在南部个别点厚度较大则不十分发育，而且其岩性主要为中、细砂岩。在北大港南侧的孔古4—歧古1井区厚度为30～60m，为厚度最大的地区，其次是位于任丘东侧和济南以西的黄河北，厚度大于45m，再者是邢台北部矿区，厚度在15～30m之间。因此，从体上看，大于30m厚的砂岩富集带有三个，一是任丘—大城—北大港一带，二是邢北矿区，三是济南以西的黄河北矿区（图3.34）。

从砂泥比计算结果看，砂泥比高值区和砂岩高值区并不吻合，只有在北大港南侧和邢北矿区既是砂岩厚度大的地区也是高砂泥比的地区，而在京西和宝坻，尽管砂岩厚度不大，但砂泥比却较高，都在5以上，且由宝坻向京西方向增大。在济南以西的黄河北矿区砂泥比仅为0.4，南宫地区砂岩厚度也较小，但其砂泥比却达到5以上（图3.35）。

从上述各单项参数在平面上的分布和层序地层及沉积相对比结果（图3.18～图3.21和图3.30～图3.35），基本上可以得出复合层序II沉积时主要沉积体系的展布。宝坻—天津—北大港一带为三角洲沉积相区（下三角洲平原），南宫—巨鹿一带和邢北矿区（朴子村地区）为障壁砂坝相区，石家庄—衡水—沧州一线以东和以南地区发育滨外碳酸盐岩陆棚相，以北为潟湖相。总之，层序II沉积时本区古地理景观以滨外碳酸盐岩陆棚及潟湖环境为主，局部发育障壁砂坝以及三角洲环境（图3.36）。从大区域上看，当时海水已经改为

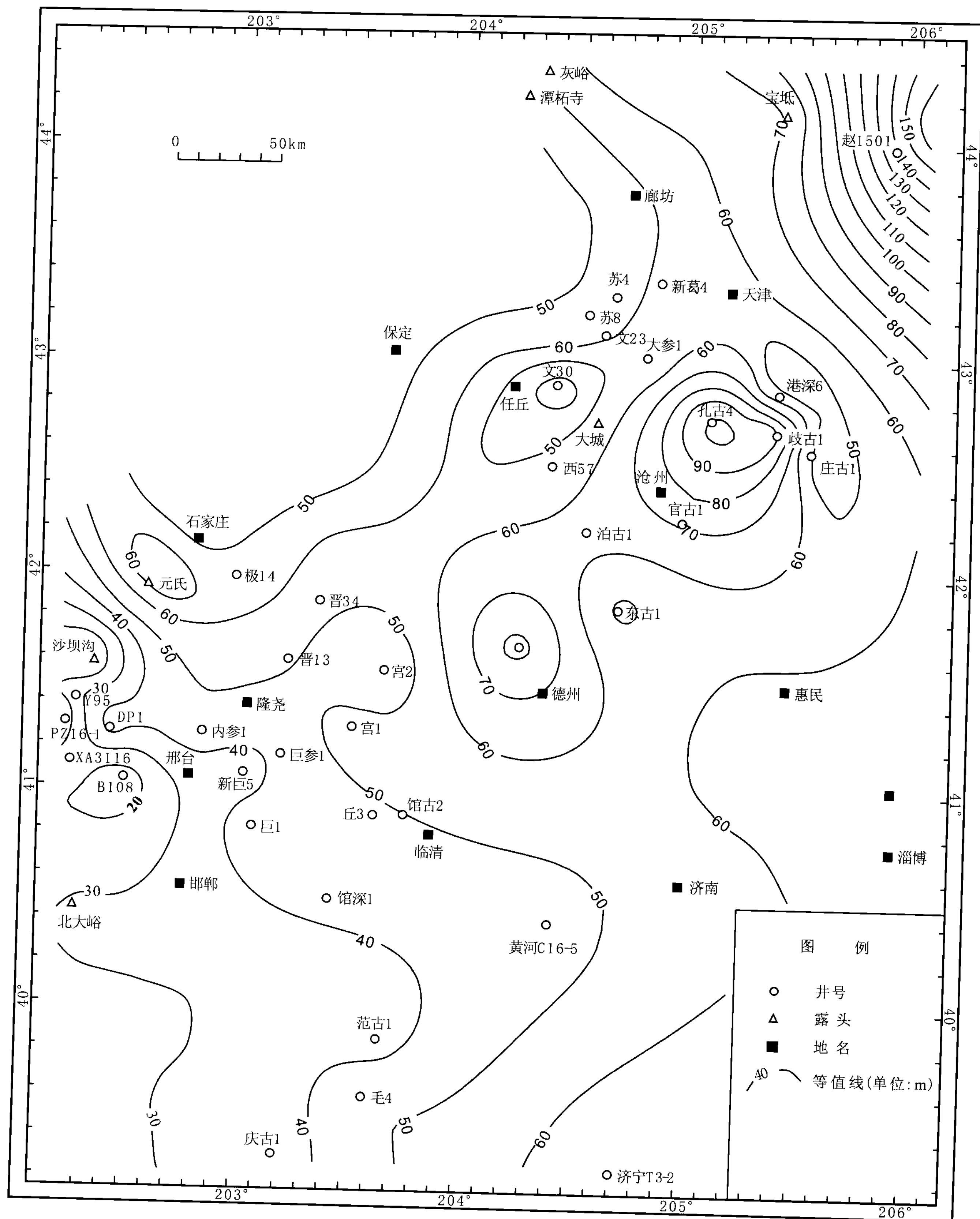


图 3.24　渤海湾西部石炭系—二叠系复合层序Ⅰ厚度等值线图

Fig.3.24　Isopachs of the stratigraphic interval of Composite Sequence I in the western Peri-Bohai Bay area

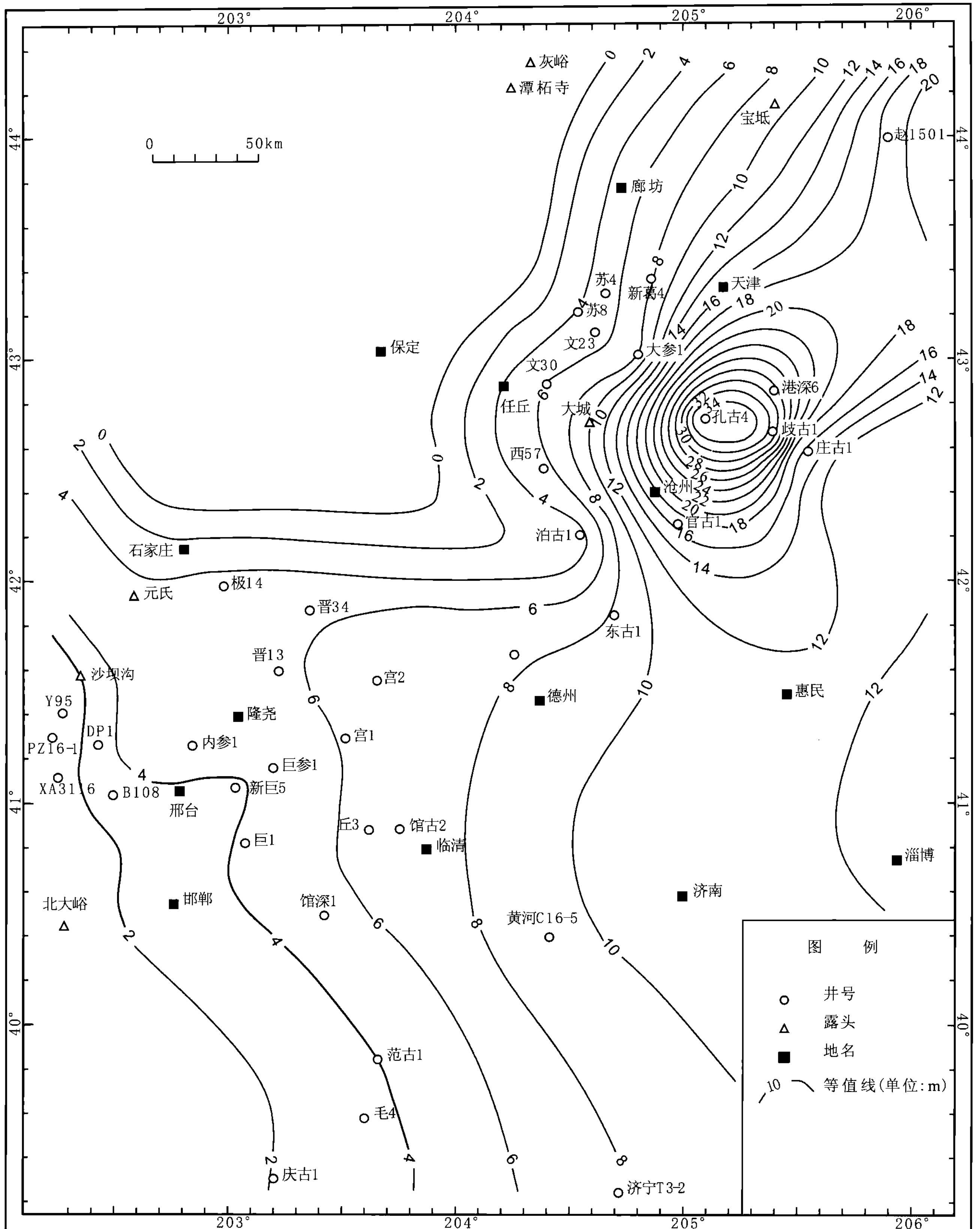


图 3.25 渤海湾西部石炭系—二叠系复合层序Ⅰ灰岩厚度等值线图

Fig.3.25 Isopachs of the limestones in Composite Sequence I in the western Peri-Bohai Bay area

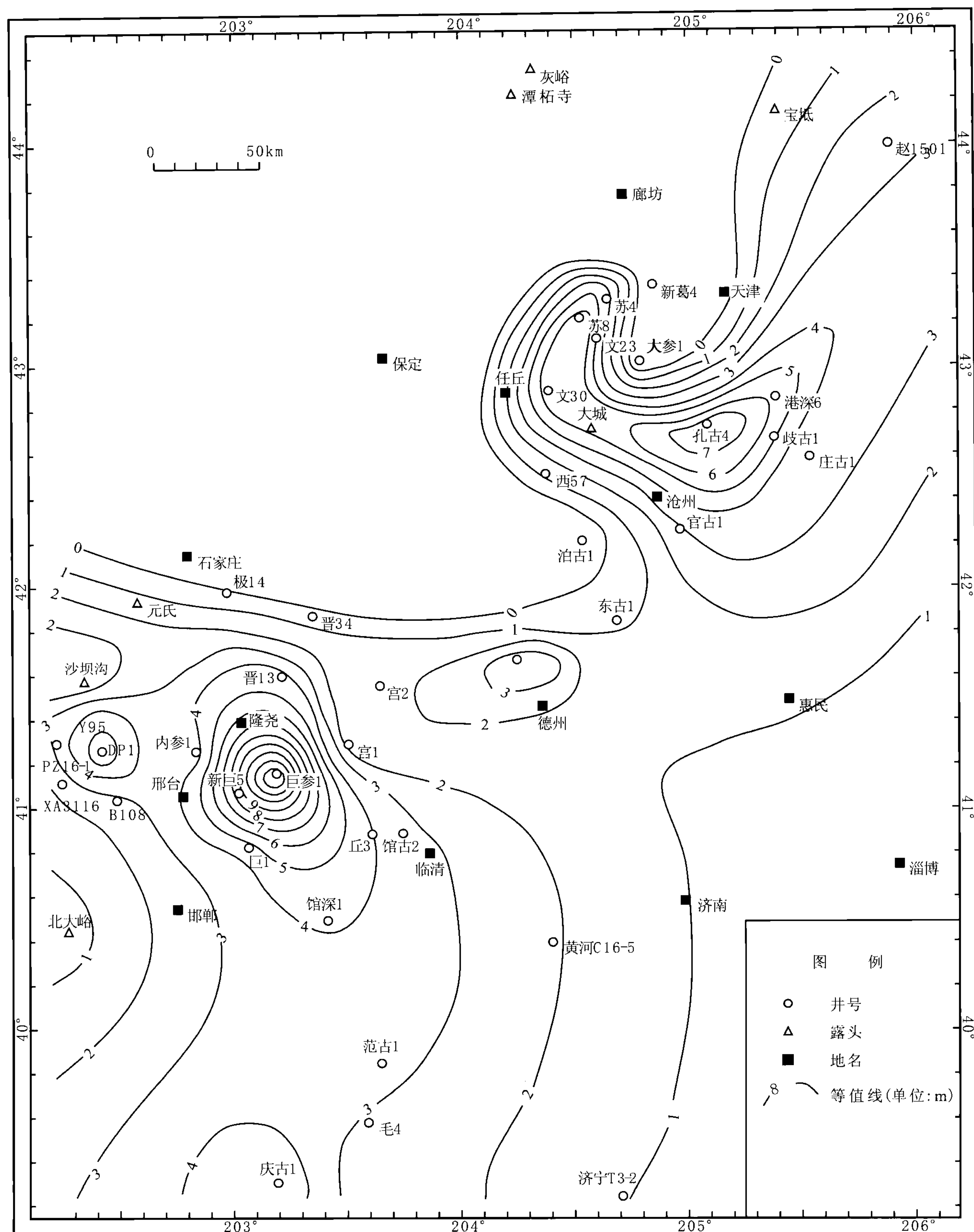


图 3.26 渤海湾西部石炭系—二叠系复合层序Ⅰ煤层+灰质泥岩厚度等值线图

Fig.3.26 Isopachs of the coal and carbonaceous mudstones in Composite Sequence I in the western Peri-Bohai Bay area

图 3.27 渤海湾西部石炭系—二叠系复合层序Ⅰ砂岩厚度等值线图

Fig.3.27 Isopachs of the sandstone in Composite Sequence I in the western Peri-Bohai Bay area

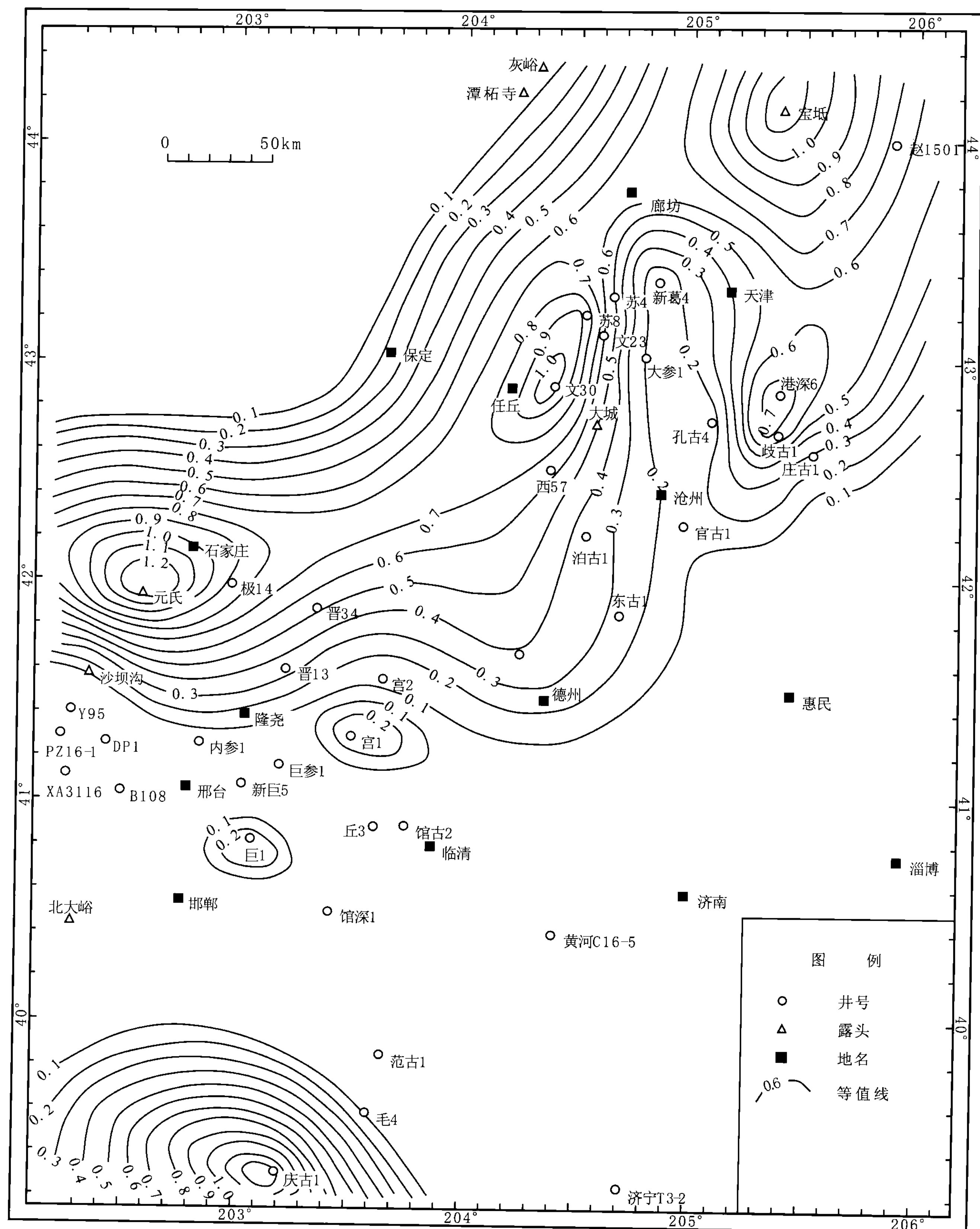


图 3.28 渤海湾西部石炭系—二叠系复合层序 I 砂泥比等值线图

Fig.3.28 Contours of the sandstone to mudstone thickness ratios in Composite Sequence I in the western Peri-Bohai Bay area

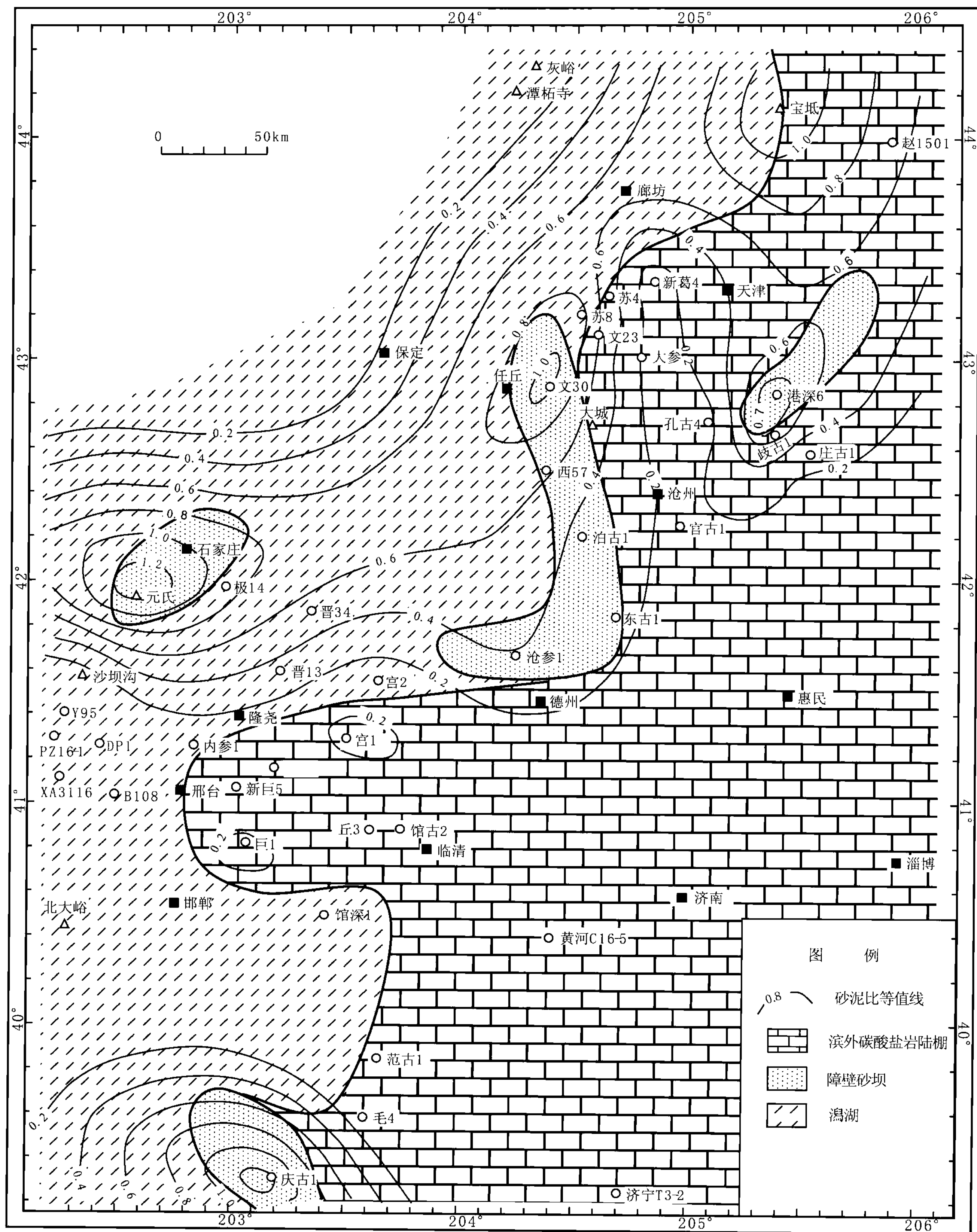


图 3.29 复合层序Ⅰ（本溪组和太原组底部）沉积体系分布图

Fig.3.29 Depositional system distribution of composite sequence I

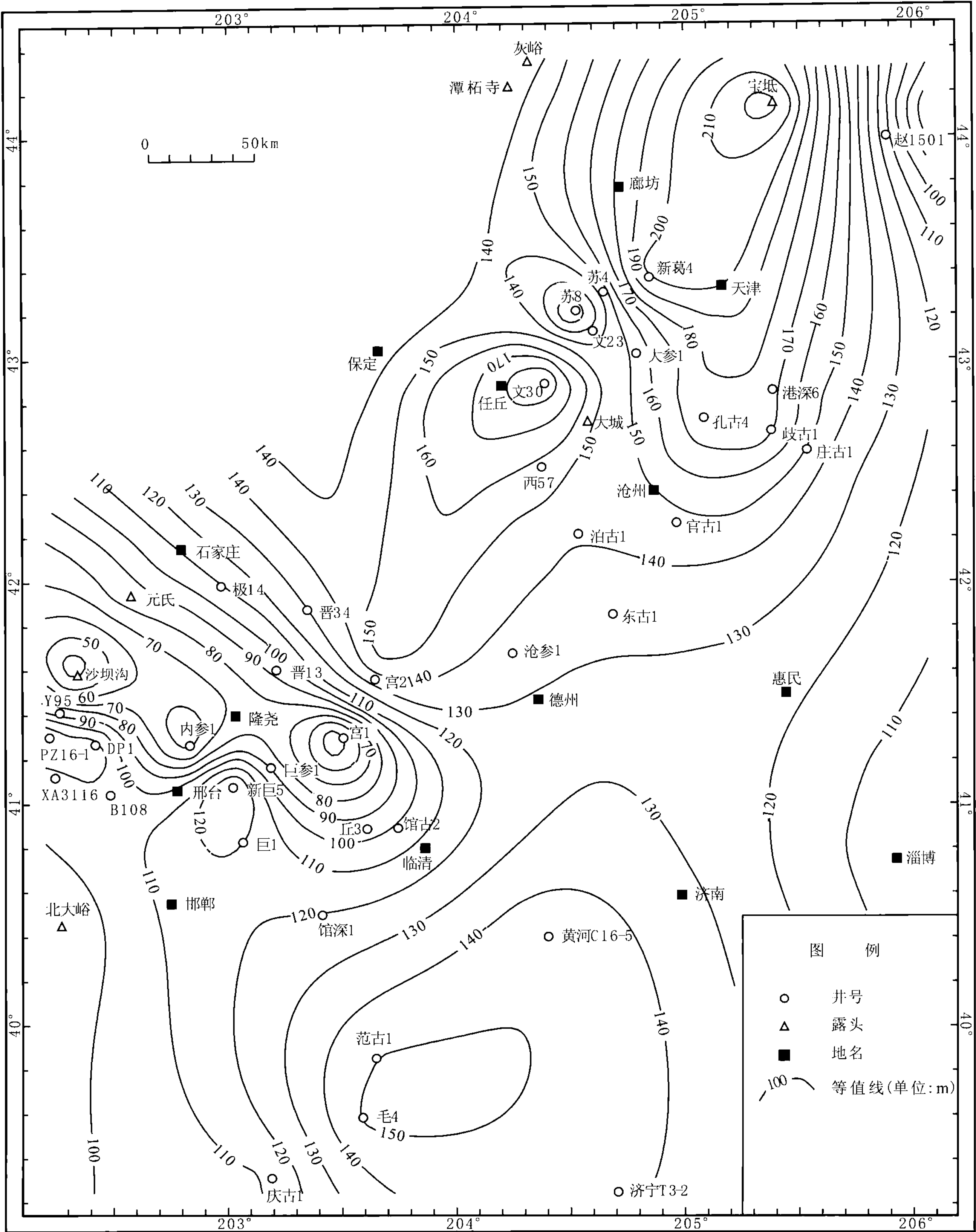


图 3.30 渤海湾西部石炭系—二叠系复合层序 II 厚度等值线图

Fig.3.30 Isopachs of the stratigraphic interval of Composite Sequence II in the western Peri-Bohai Bay area

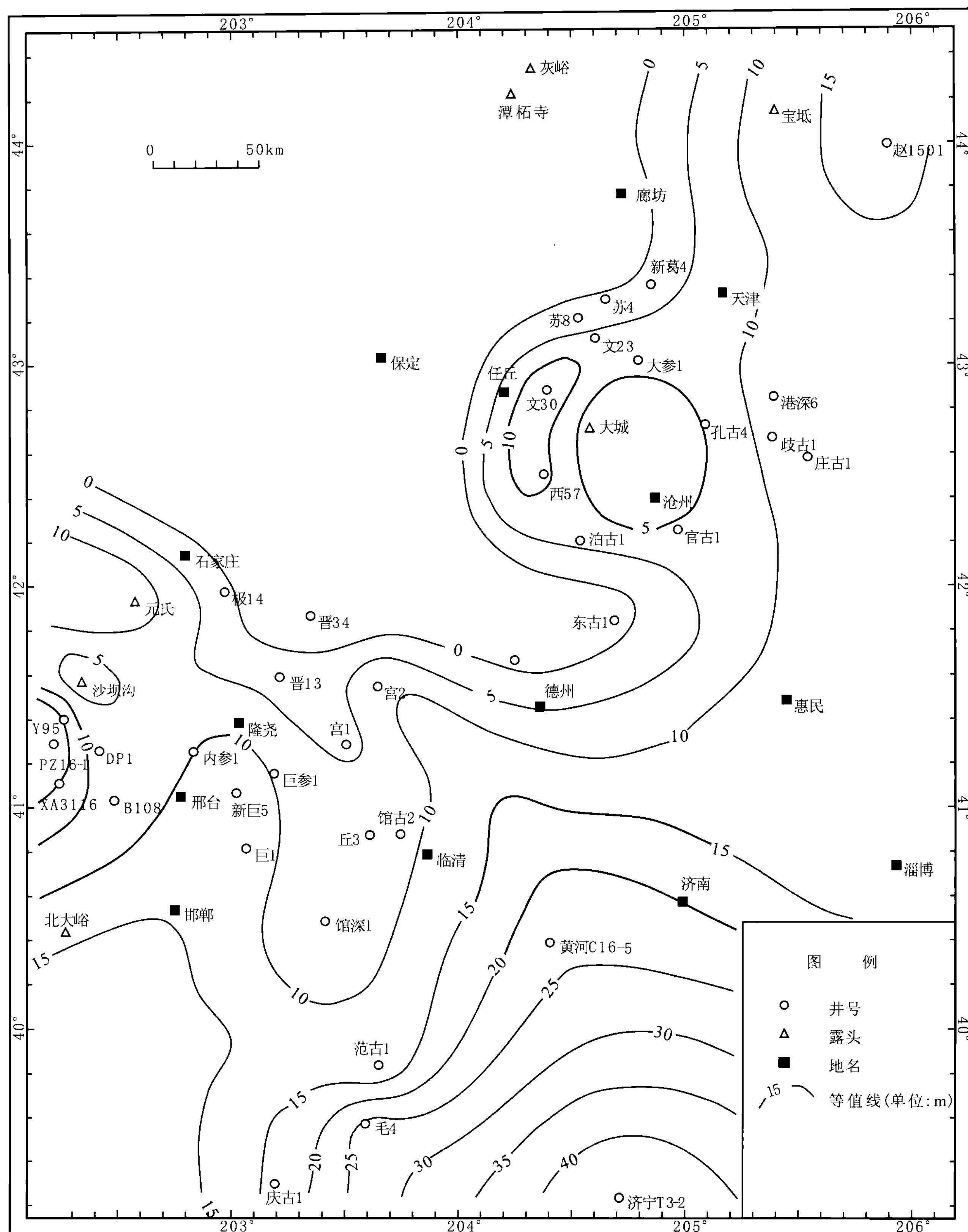


图 3.31 渤海湾西部石炭系—二叠系复合层序 II 灰岩厚度等值线图

Fig.3.31 Isopachs of the limestones in Composite Sequence II in the western Peri-Bohai Bay area

表 3.3　层序 II 中各层石灰岩的厚度及其下煤层厚度统计　　（厚度单位：m）

Table 3.3　The thickness of the limestones and their underlying coal seams in Composite Sequence II

矿区	露头或钻孔剖面	大青灰岩	8#煤	中青灰岩	小青灰岩	7#煤	伏青灰岩	6#下煤	山青灰岩	6#煤	野青灰岩	4#煤	一座灰岩	3#煤
峰峰	北大峪	5.17	0.88	0.47	0.14	0.24	3.2		0.91	1.24	2.28	0.78	0.79	0.5
	1001	6.07	1.5	0.4	2.06	1.04	3.42	0.14		1.54	1.76	1.13	0.9	0.48
	101	5.6	1.18	0.4	0.81	1.52	3.29	0.28	0.38	1.93	2.08	1.42		0.71
	122	5.43	1.15			0.52	3.3	0.28	0.8	1	1	1.16		0.65
	53	6.55	1.1	0.5	2.03	1.3	3.96	0.29	0.7	0.17				
	牛 7	6.1	1.14		3.47	1.3	4.8	0.1		0.77	1.21	1.49	1	0.63
	牛 9	6.36	1.02	0.65	2.12	0.96	3.74	0.25		1.43	1.72	1.54	1.3	0.7
	补 3	1.65	0.4	0.2	1.1	0.43	2.2	0.2		0.37		0.55	0.92	0.65
	牛 10	7.75	1		1.66	0.65	3.96	0.22		1.88	2.04	1.5	0.67	0.37
	补 16	5.11	1.29	0.6	2.05	1.2	3.9	0.1		1.55	1.9	1.4	1.15	1.7
	牛 16	5.01	1.16	0.7	1.58	0.66	4.99	0.41		1.73	2.35	1.43	1	0.64
	牛 18	5.15	1.15	1.15	1.6	1.43	2.3			1.53	2.07	1.1	1.4	0.6
	810	4.96	1.2		1.11	1	3.57	0.12		1.24	1.2	0.5		0.67
	705	6	1.32	0.6	3.15	1.3	4.34	0.36	1.01	0.98	0.54	1.25		0.73
	704	6.3	1.1	0.7			3.26	0.12			0.95	1.02		
	97				1.34	0.25	2.75	0.2	0.73	1.4	2.77	1.41		0.42
	149	6.21	1.14	0.7	1.64	0.42	3.85	0.2		1.32	1.87	1.09	0.5	0.5
	95				1.71	1.39	2.91	0.18	0.8	1.47	1.52	1.25		0.6
	75	6.85	1.37	0.5	1.75	1.53	4.69	0.31	0.57	1.55	1.8	1.5		0.86
	牛 22						3.47	0.2		1.48	0.87	1.5		
	平均	5.63	1.3	0.58	1.72	0.95	3.60	0.22	0.74	1.3	1.7	1.22	0.96	0.67
邢台	东庞	4.63	3.15			0.8	1.87	0.4		0.3	1.2			0.7
	北 115	5.9	6.13	0.5		1.17	2.4	0.75		1.55	2.2	0.44		
	北 68	6.5	4.64	0.5			2.7	0.65			2.4	0.4		
	北 120	4.85	8.2	0.4		1.3	1.7				1.94			
	D7	2.4	4.15	0.5		0.9	2.7	0.61		1.68	2.6			
	北 114	5.98	9.28	0.5		1.25	1.79	0.4		1.58	1.99			0.4
	北 25	4.93	4.04	0.69		2.15	0.29	0.4			1.41			0.49
	北 108	3.35	7	0.2		1.82	1.88	0.45		1.6	1.47			0.39
	北 64	7.83	4.71	0.49						0.7	1.92			
	北 67	5.89	6.05	0.49			2.06	0.59						
	D9	6.9	4.68				2.5	0.54			1.7	0.4		
	北 20	6.83	8.89	0.47			0.47			0.85	1.41			
	北 8	3	4.38	0.2		0.5	2.12	0.5		1.24	2.1			0.45
	平均	5.31	5.33	0.45		1.24	1.87	0.53		1.18	1.86	0.41		0.49

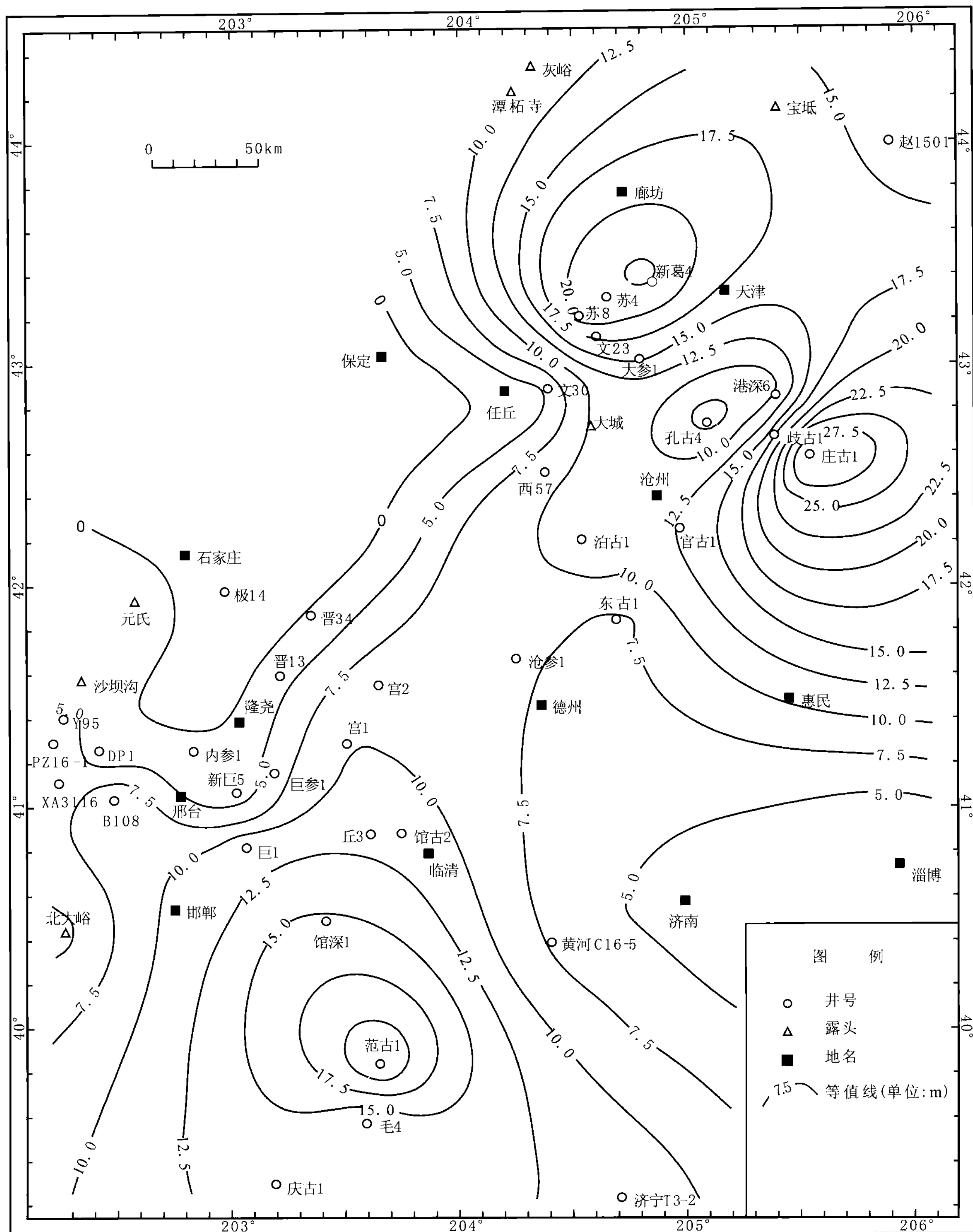


图 3.32 渤海湾西部石炭系—二叠系复合层序 II 煤层＋炭质泥岩厚度等值线图

Fig.3.32 Isopachs of the coal + carbonaceous mudstones in Composite Sequence II in the western Peri-Bohai Bay area

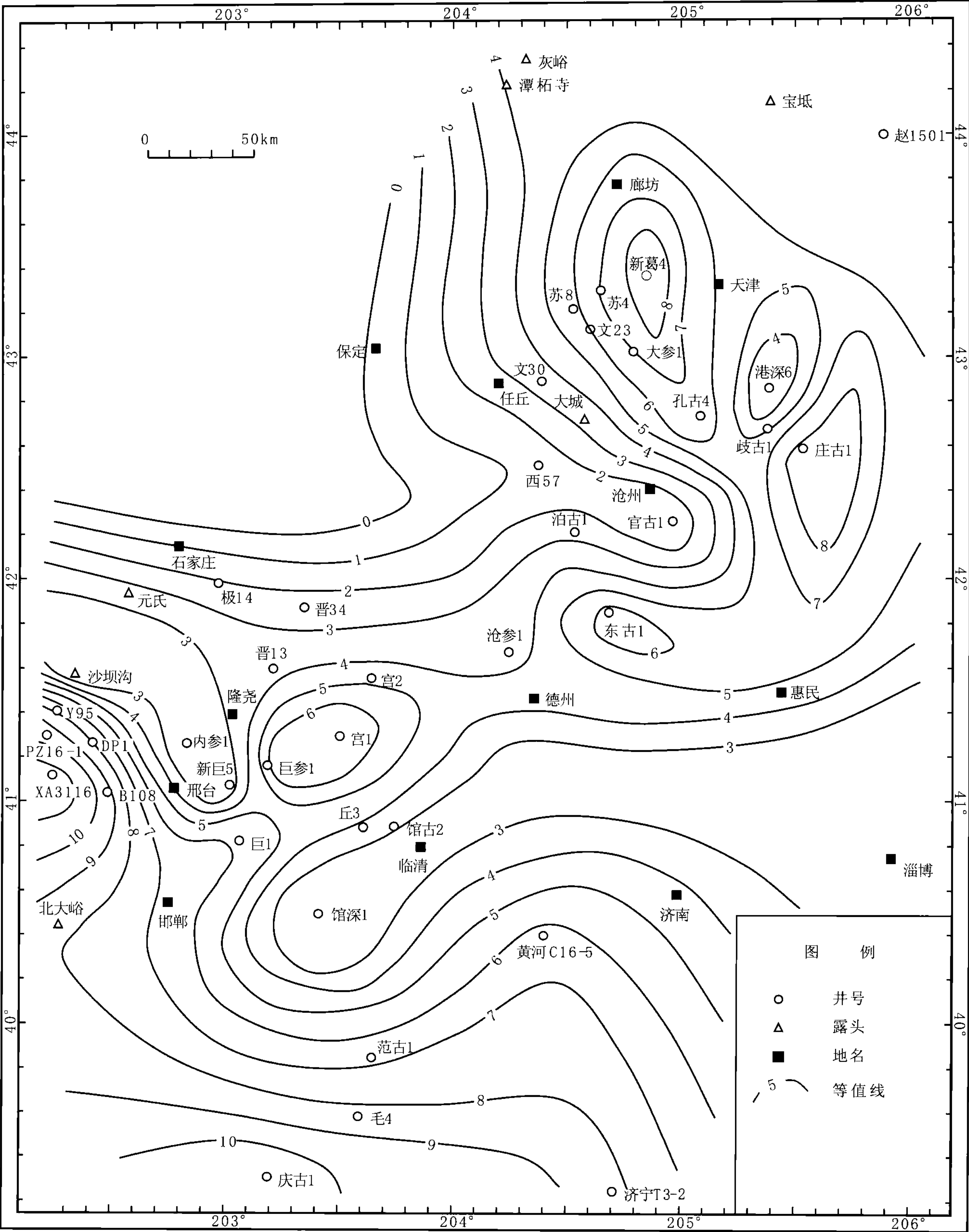


图 3.33 渤海湾西部石炭系—二叠系复合层序 II 煤层＋炭质泥岩层数等值线图

Fig.3.33 Contours of the layer-numbers of the coal seam + carbonaceous mudstones in Composite Sequence II in the western Peri-Bohai Bay area

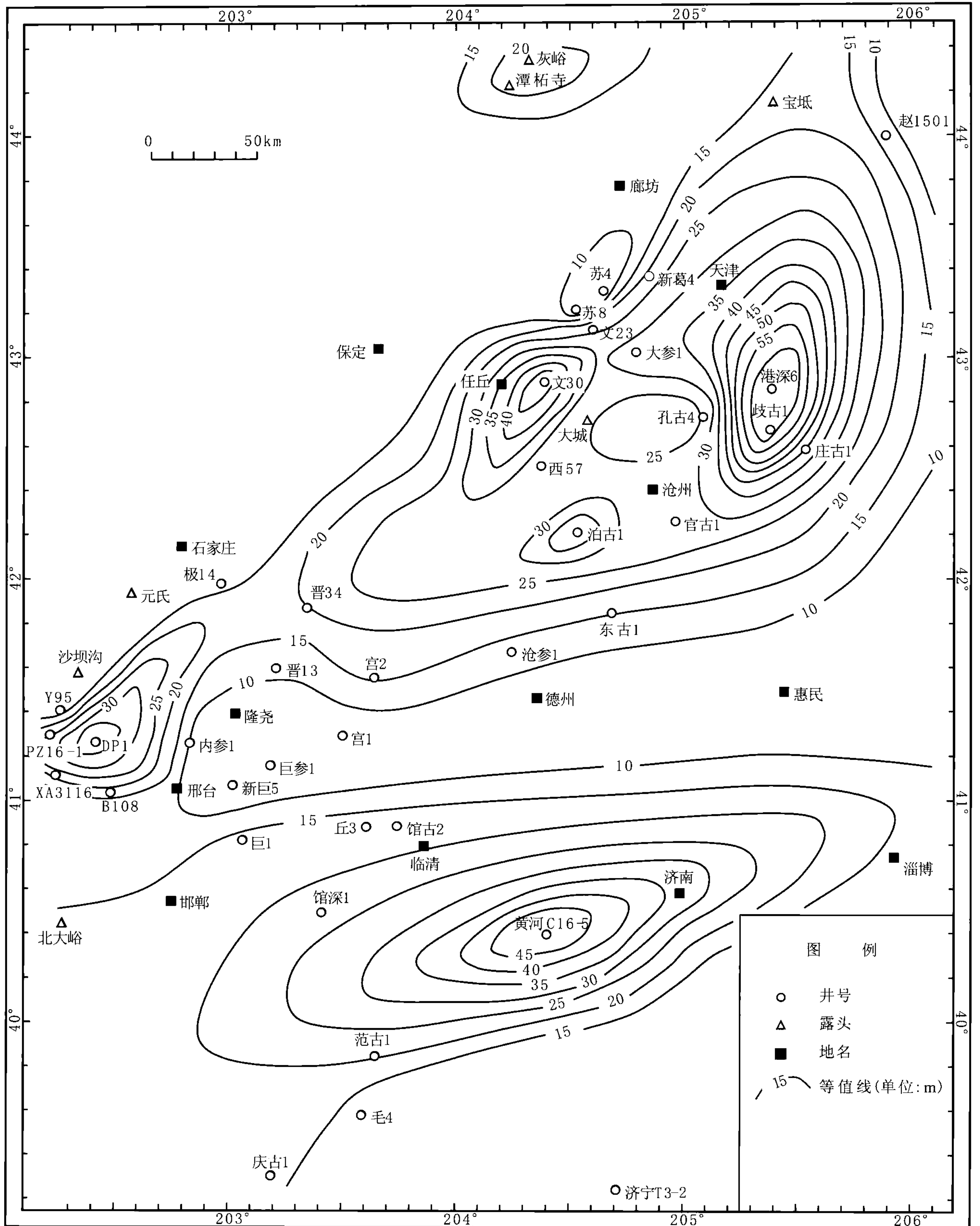


图 3.34 渤海湾西部石炭系—二叠系复合层序 II 砂岩厚度等值线图

Fig.3.34 Contours of sandstone thickness in Composite Sequence II in the western Peri-Bohai Bay area

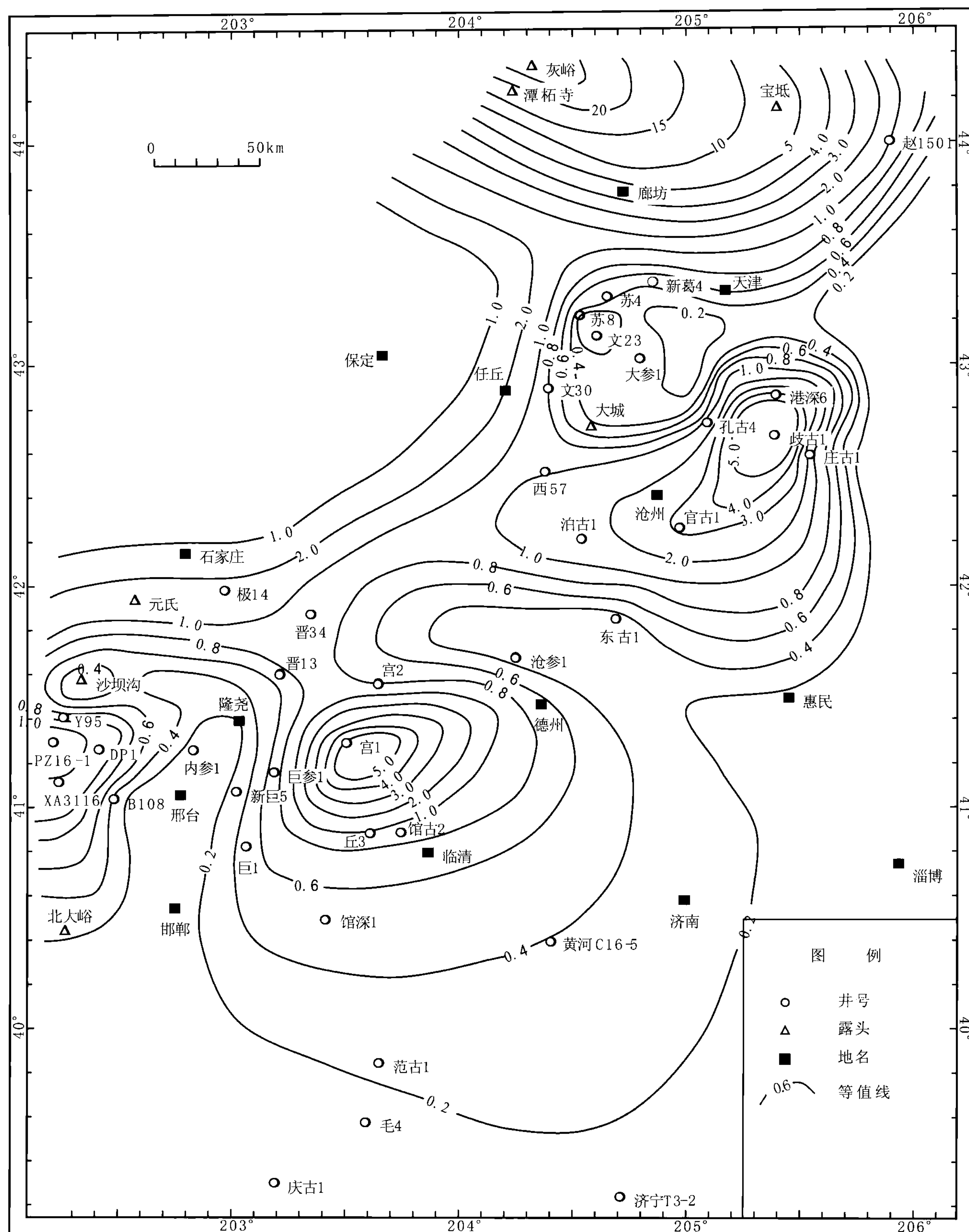


图 3.35 渤海湾西部石炭系—二叠系复合层序 II 砂泥比等值线图

Fig.3.35 Contours of the sandstone to mudstone thickness ratios in Composite Sequence II in the western Peri-Bohai Bay area

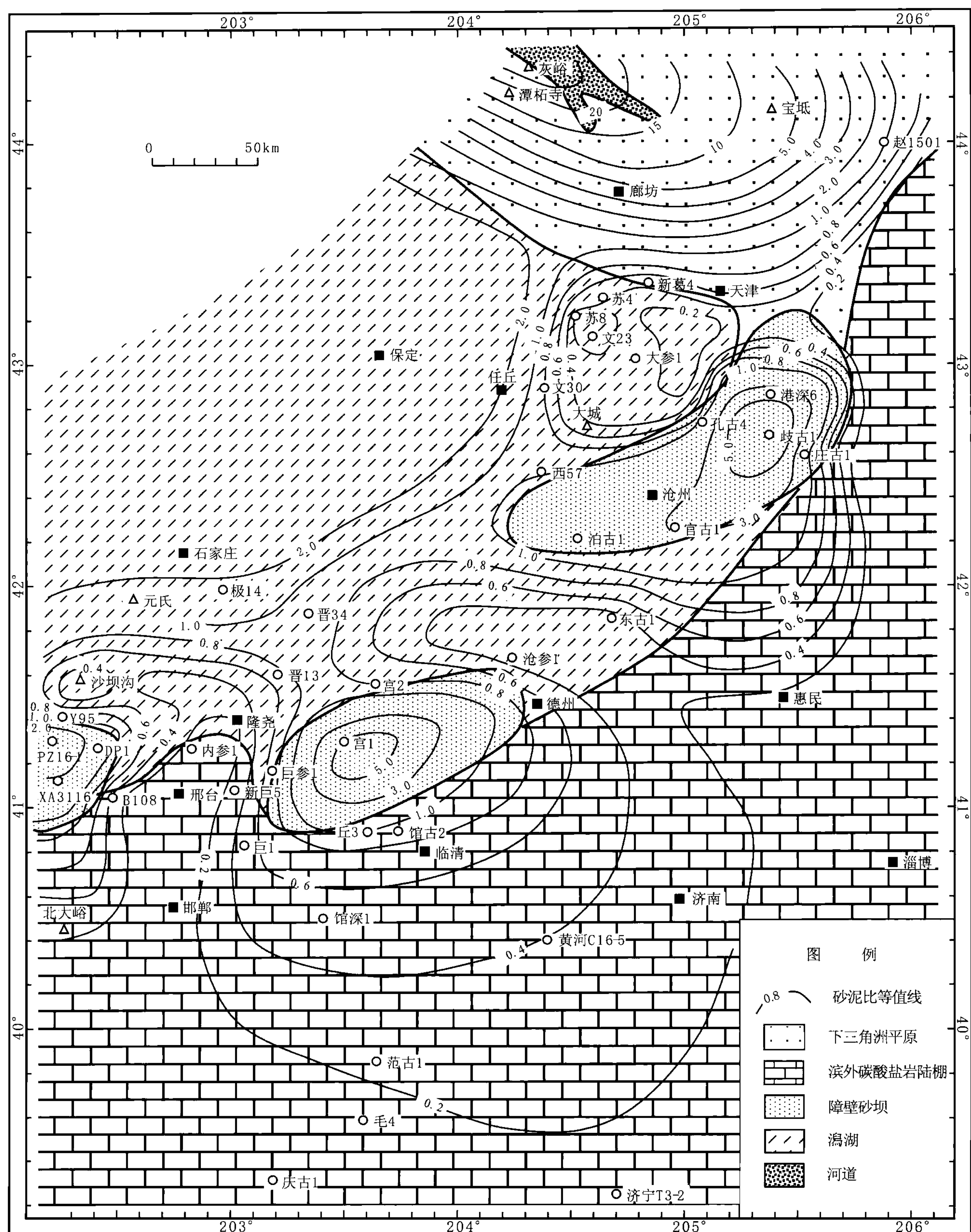


图 3.36 复合层序II（太原组主体）沉积体系分布图

Fig.3.36 Depositional system distribution of composite sequence II

从东南方向入侵本区。

(3) 复合层序III

包括相当于山西组的地层，时代上相当于早二叠世晚期。从底部北岔沟砂岩底界到下石盒子组底部骆驼脖子砂岩底界，在唐山一带相当于大苗庄组，在兴隆一带相当于荒神山组。

复合层序III的岩性主要为中细粒砂岩、粉砂岩、泥岩及煤层，北部的京西地区有砾岩发育。地层厚度从40～180m变化，大于100m的地区主要是北部的京西、宝坻、北大港地区以及济南西侧的黄河北；50～100m的地区主要在大城、沧州、阜城、南宫、巨鹿、鸡泽等地，在邢台、峰峰、临城等地厚度在40～70m之间，整体上北部呈由北向南减薄的趋势，而南部则由西向东南增厚（图3.37）。

煤层和炭质泥岩主要分布在宝坻、开滦、北大港南侧、文安、阜城等地，其厚度大于30m，其次是位于南部的南宫、鸡泽地区，厚度在10～20m之间，在濮阳东南侧也有5～10m煤层和炭质泥岩分布，而在邢北矿区也仅有厚度5～10m煤层和炭质泥岩分布。整体上看煤层和炭质泥岩的分布较集中，且具有北厚南薄的趋势（图3.38）。在层数上，文安、任丘地区层数达12层以上，而在厚度最大的北大港南侧，其侧数却较少，仅有5～8层，具有明显的合并趋势，在南部层数都小于5层（图3.39）。

复合层序III的砂岩分布较为广泛，在15～55m之间。主要在京西、宝坻、大港—沧州—阜城一带以及黄河北、濮阳、鸡泽一带分布，其中在北大港附近的港深1井、山东的淄博、德州附近的沧参1井、文安的文30和鸡泽的巨1井厚度大于4m。在黄河北、巨参1井以及庆古1井，砂岩厚度在15～30m之间。在沧州南侧、临城—隆尧一带和峰峰矿区，砂岩厚度均小于50m（图3.40）。

从砂泥比值来看，等值线图上，层序III中砂泥比大于1的地区分布在两个带，一是京西—天津宝坻—北大港三角带，二是邢北矿区—峰峰矿区—鸡泽—济南西侧黄河北东西向区带，前者砂泥比为1～7，后者砂泥比1～4.5。其他地区均小于1，而最低的地区在沧州—阜城—隆尧一带。与砂岩厚度分布特征比较一致，反映出当时的几个砂岩富集带（图3.41）。

从上述的砂岩分布、煤层分布以及低砂泥比分布特征看，同时结合层序地层及沉积相剖面对比结果，复合层序III的古地理单元可分为上三角洲平原、下三角洲平原、三角洲间湾及潮坪，上三角洲平原主要分布在北部的京西—天津宝坻—霸县一带和南部的鸡泽—峰峰矿区—邢北矿区，在任丘—保定—无极—隆尧—德州—阜城所围区域为三角洲间湾，无棣—德州—济南—济宁以东为潮坪环境，其他地区为下三角洲平原。当时的三角洲主要分布在北部的京西—霸县一带，和南部的邯郸—峰峰地区，很可能位于本区的东南方向（图3.42）。

3.7.2.2 中二叠世（层序IV、V和VI）古地理特征

本阶段（包括下石盒子组和上石盒子组下部地层）发育层序IV、V和VI，主要发育河流型四级层序。每一个四级层序都由底部粒度较粗的含砾粗砂岩河床滞留沉积开始，底面为河道冲刷面，向上演变为天然堤、决口扇、河漫等沉积环境中的较细粒沉积。因陆相沉积环境变化较大，所沉积的砂体横向分布不稳定，形成的四级层序在横向上的可对比性较差，根据垂向上的岩石序列特征在每个四级层序中可大致划分出低位体系域、海侵体系域、高位体系域。在横向上可对比的层序地层单元主要是由这些四级层序叠置而成的层序组。

(1) 复合层序IV

复合层序IV包括下石盒子组及相当的层位，时代上相当于中二叠世早期。层序IV界面为下石盒子组底部砂岩（相当于太原西山的骆驼脖子砂岩）的底面。复合层序IV岩性以灰黄、黄绿、黄褐色中细粒砂岩、粉砂岩、页岩及砂质页岩为主，底部为中、粗粒砂岩，夹炭质页岩、煤线或薄煤层数层，未见可采煤层。底部这套叠置的砂岩相当于低位层序组，其上的大段细碎屑岩为海侵层序组沉积，上部的砂泥岩互层段为高位层序组沉积。该层序厚度变化大，一般为80～260m。在开滦—大港—阜城—巨鹿—邢台矿区一线厚度为180～260m，在濮阳东侧、大城、鸡泽等地厚度为140m左右，其他地区地层厚度都较小，不到100m（图3.43）。

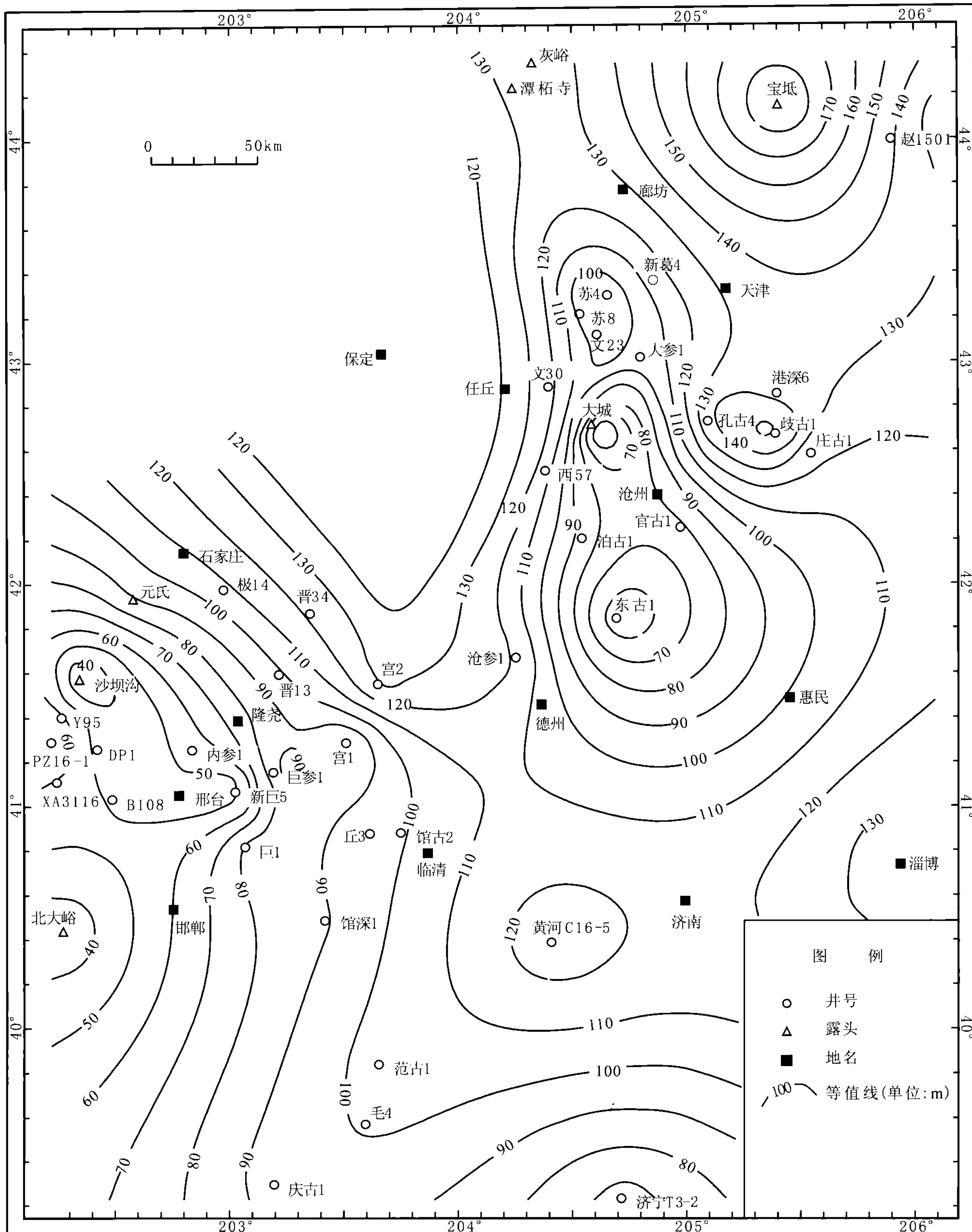


图 3.37 渤海湾西部石炭系—二叠系复合层序 III 厚度等值线图

Fig.3.37 Isopachs of the stratigraphic interval of Composite Sequence III in the western Peri-Bohai Bay area

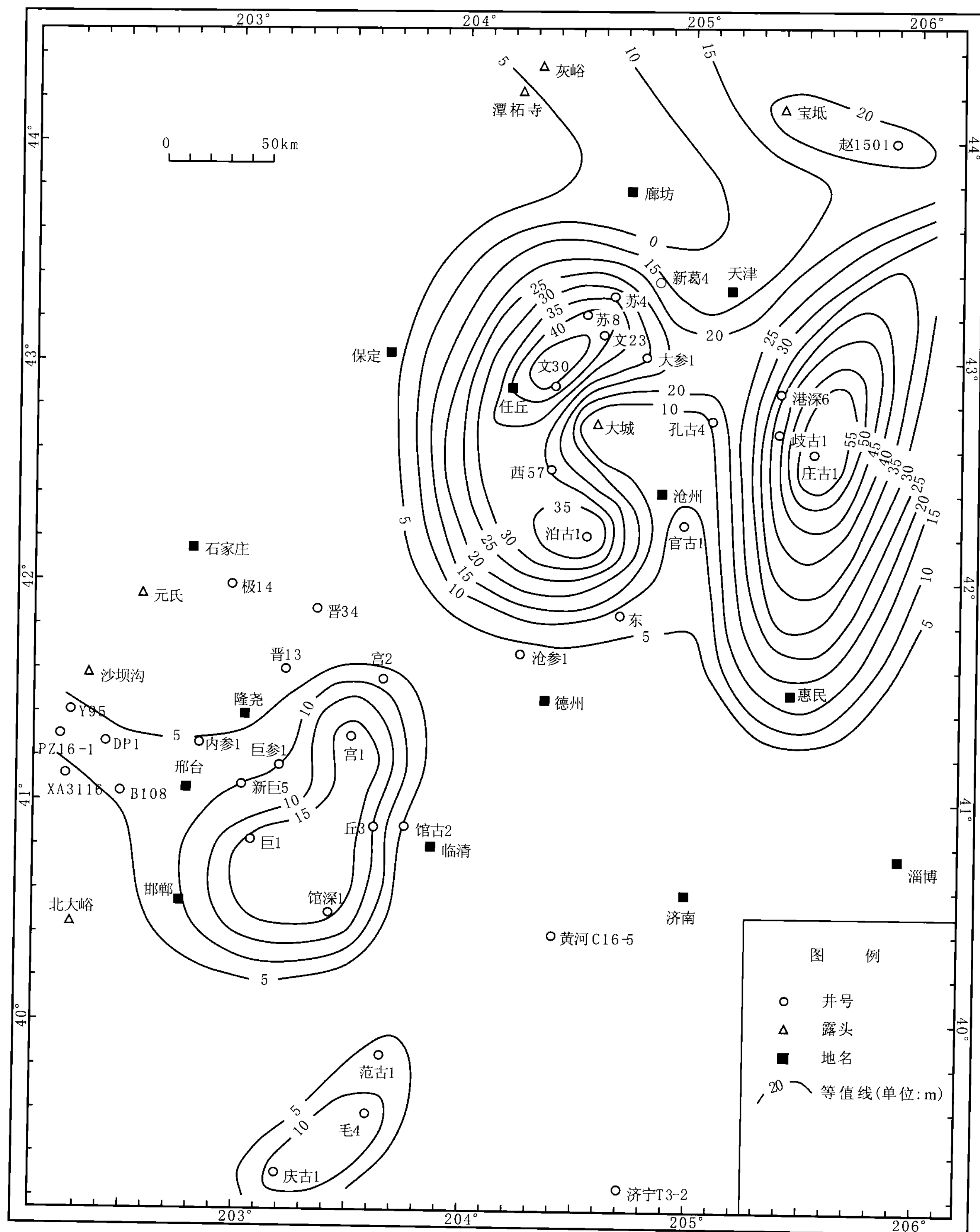


图 3.38 渤海湾西部石炭系—二叠系复合层序 III 煤层＋炭质泥岩厚度等值线图

Fig.3.38 Isopachs of the coal + carbonaceous mudstones in Composite Sequence III in the western Peri-Bohai Bay area

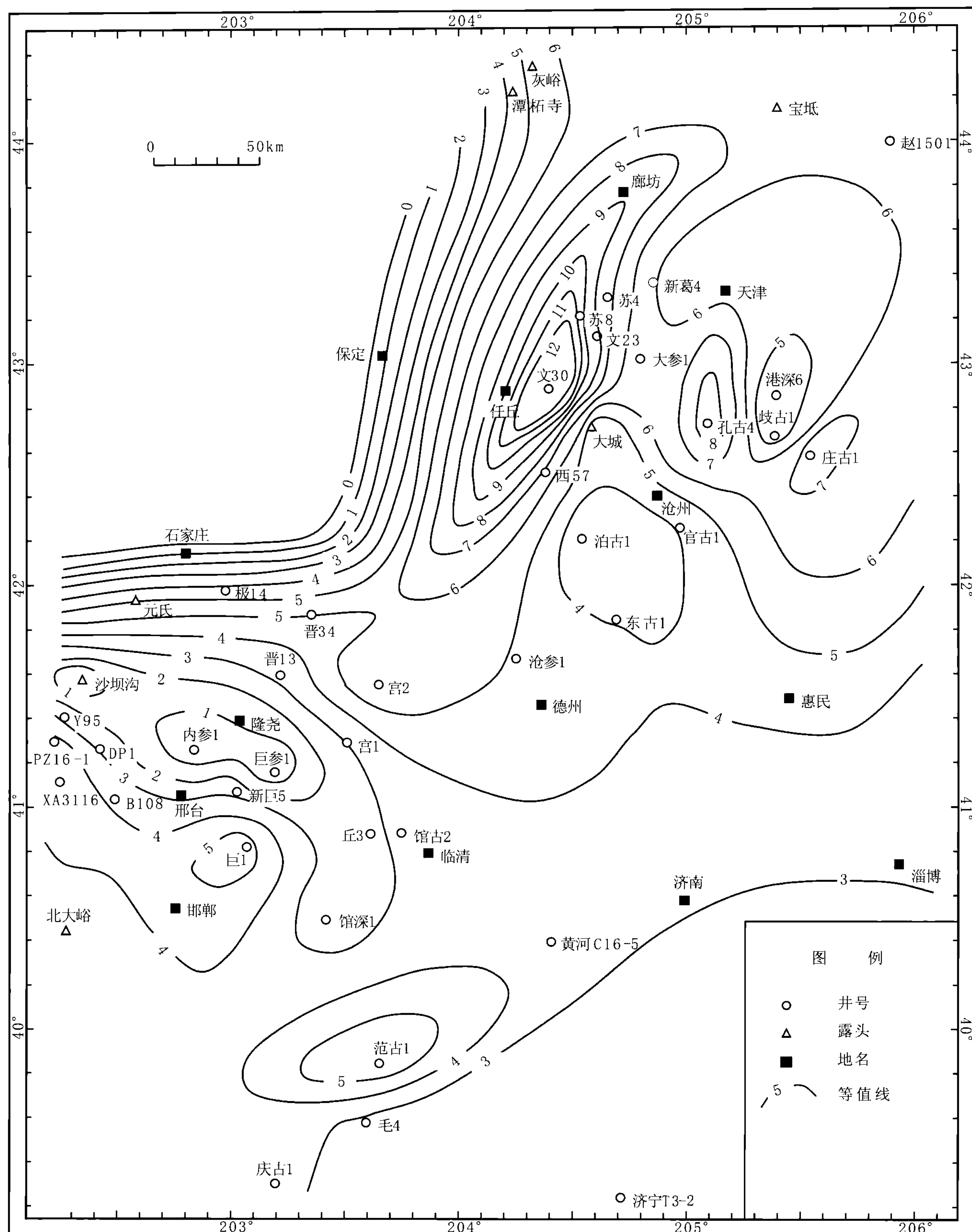


图 3.39 渤海湾西部石炭系—二叠系复合层序 III 煤层＋炭质泥岩层数等值线图

Fig.3.39 Contours of the layer-numbers of the coal seam + carbonaceous mudstones in Composite Sequence III in the western Peri-Bohai Bay area

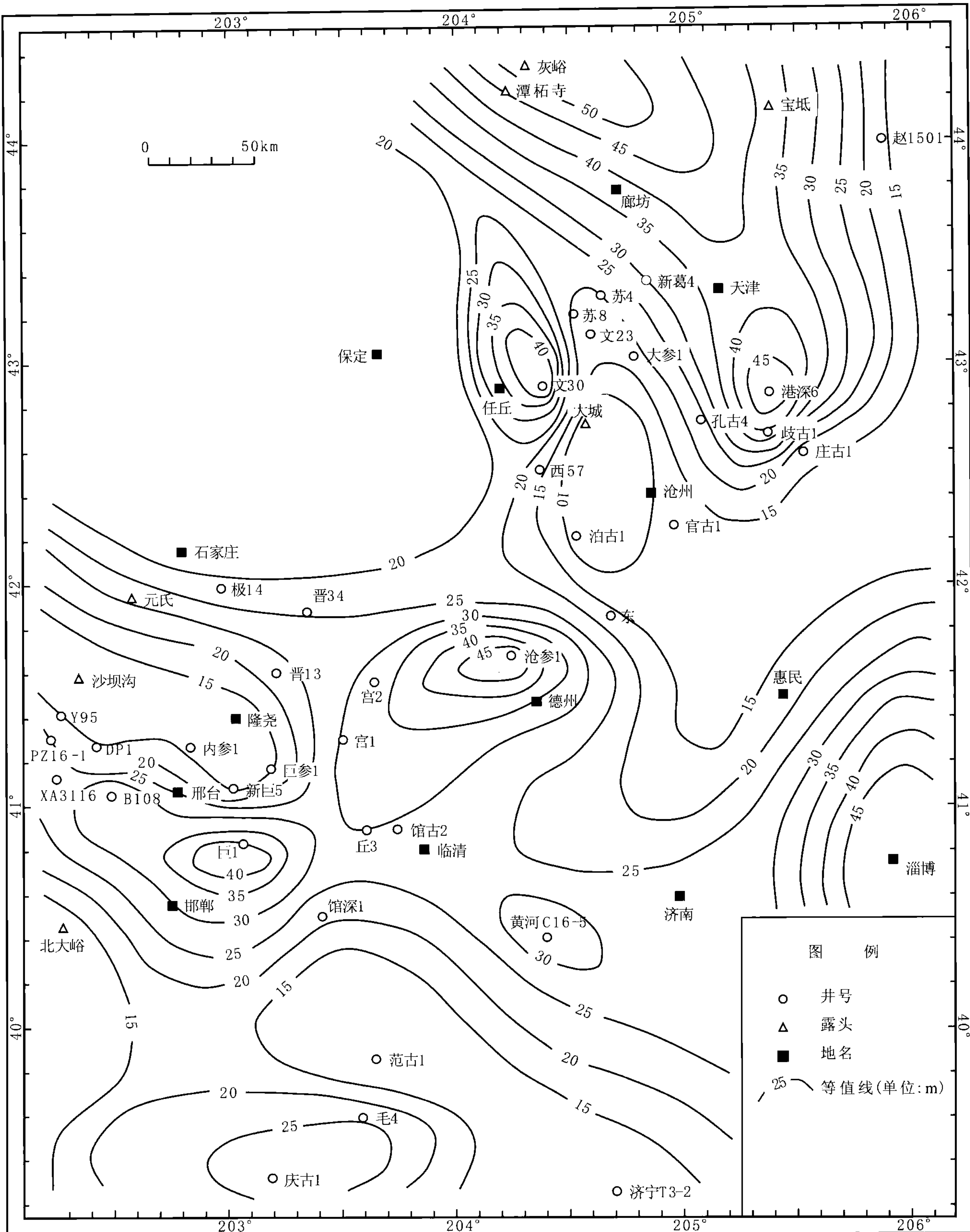


图 3.40 渤海湾西部石炭系—二叠系复合层序 III 砂岩厚度等值线图

Fig.3.40 Contours of sandstone thickness in Composite Sequence III in the western Peri-Bohai Bay area

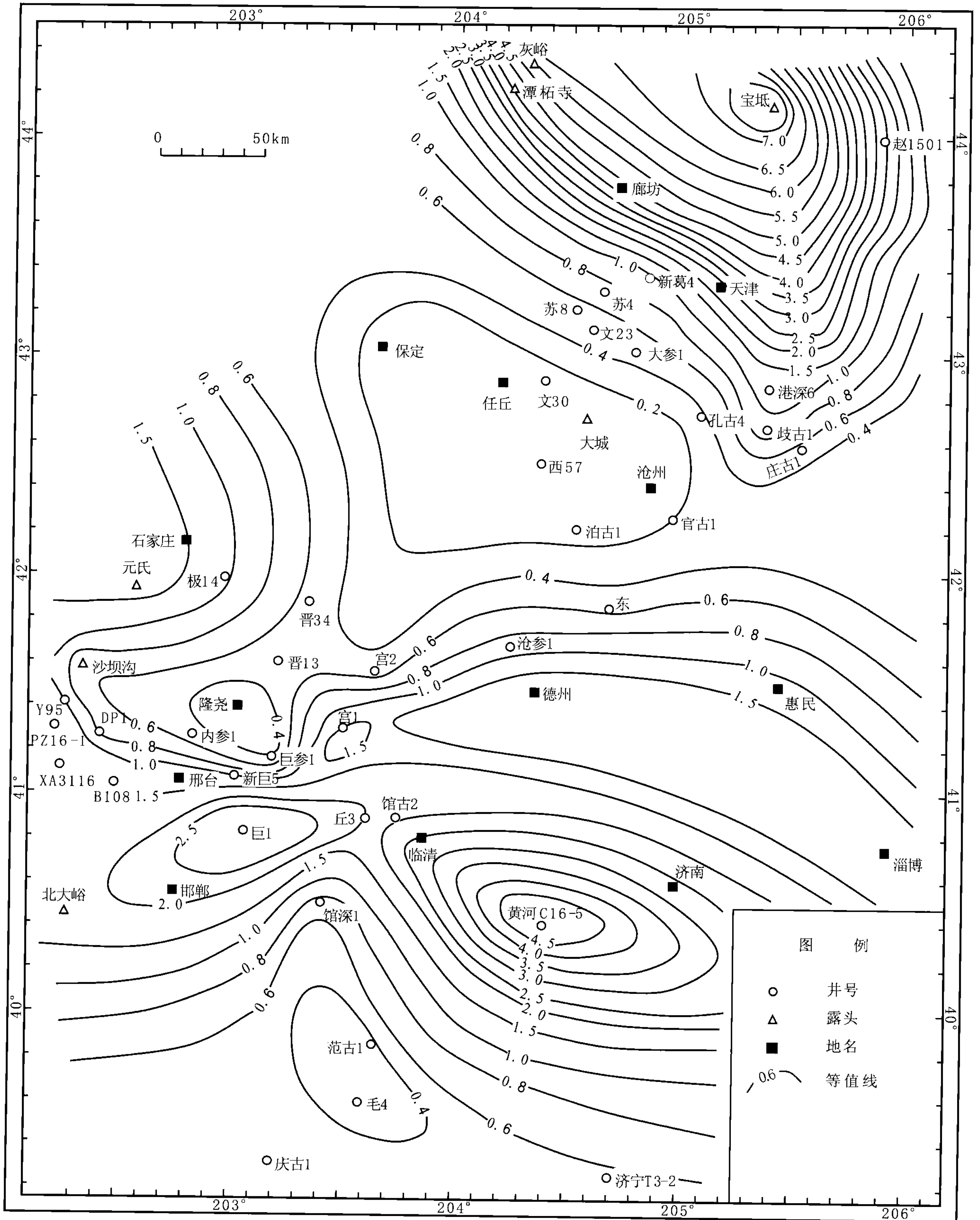


图 3.41　渤海湾西部石炭系—二叠系复合层序 III 砂泥比等值线图

Fig.3.41　Contours of the sandstone to mudstone thickness ratios in Composite Sequence III in the western Peri-Bohai Bay area

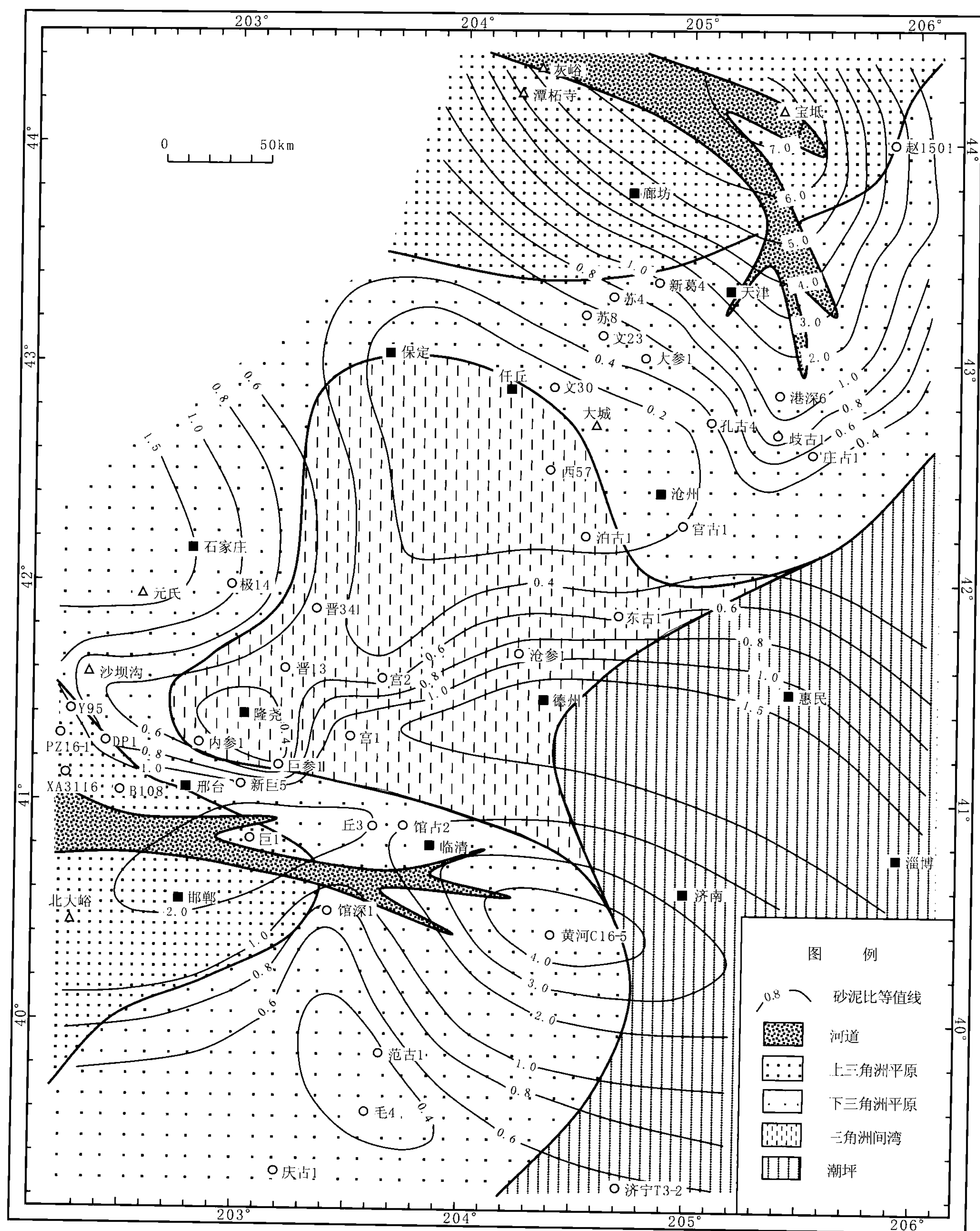


图 3.42 复合层序 III（山西组主体）沉积体系分布图

Fig.3.42 Depositional system distribution of composite sequence III

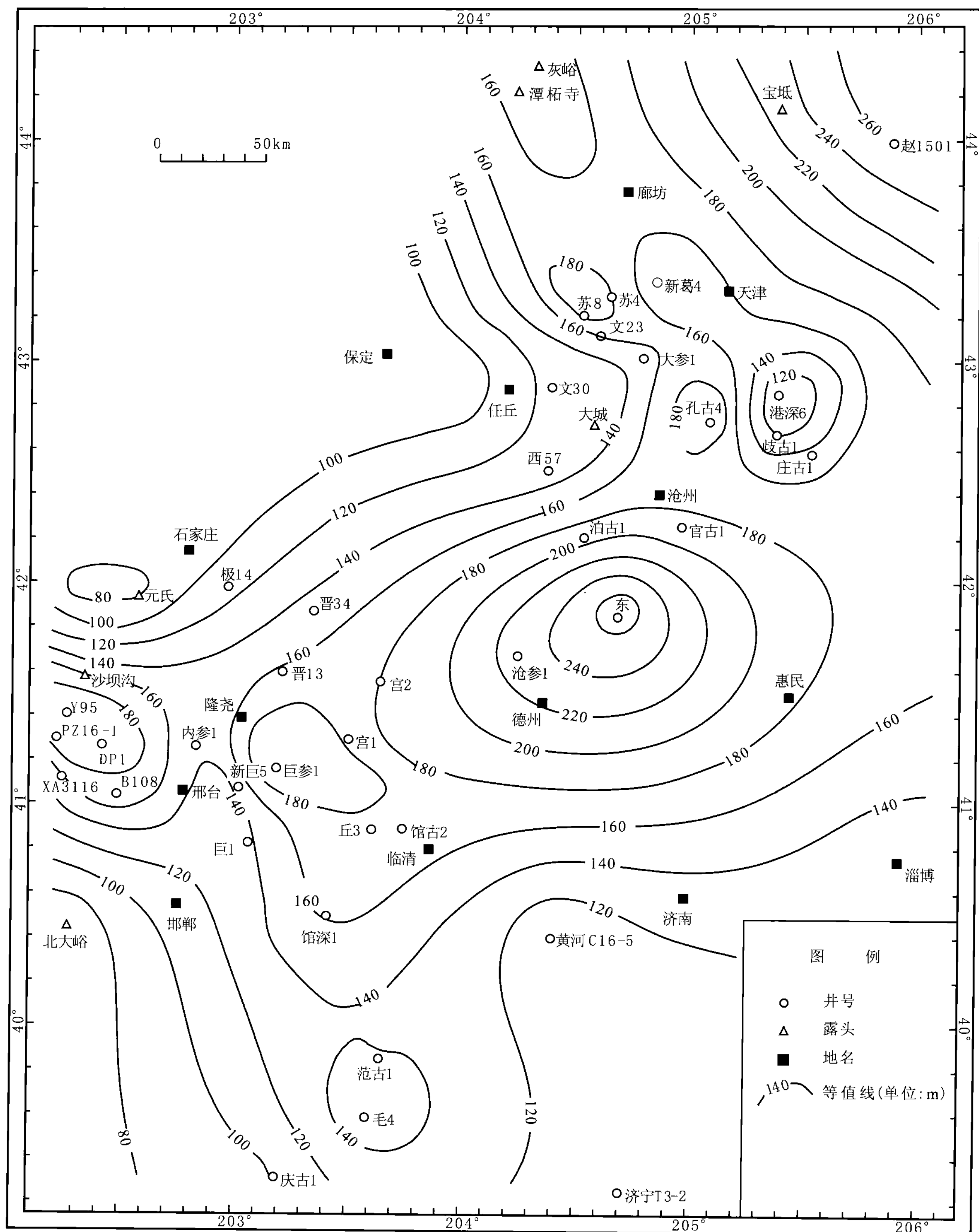


图 3.43　渤海湾西部石炭系—二叠系复合层序Ⅳ地层厚度等值线图

Fig.3.43　Isopachs of the stratigraphic interval of Composite Sequence IV in the western Peri-Bohai Bay area

该层序中的煤层和炭质泥岩不太发育，主要是因当时海水已经大规模退却，气候向干燥转变，这些条件不利于煤和炭质泥岩聚集。但是本区局部地带当时仍有炭质泥岩分布，如巨1井和泊古1井分别有12m、4.35m厚的炭质泥岩，其余地区炭质泥岩厚度小于3m或没有炭质泥岩发育。

砂岩和砾岩是该复合层序的主要岩性，其中砂岩厚度在20～120m之间，主要沿开滦—大港—阜城—德州一线以及京西附近分布，其中开滦和宝坻厚度达110余m，京西一带厚60余m，邢北矿区和济南西侧的黄河北也有50余m的砂岩分布（图3.44）。而砾岩和含砾砂岩的分布极具规律性，仅分布在京西—霸县一带和大港—阜城—德州—南宫一带分布，且前者厚度较小，厚度为10～20m，而后者厚度在10～90m，且厚度较大的是阜城南—南宫之间，厚度为70～90m（图3.45）。砂岩和含砾砂岩及砾岩的厚度分布与地层等厚线基本一致，说明这些砂岩和砾岩主要受当时沉积凹陷控制，且河流主要沿构造低地分布。

从砂泥比统计结果看，该层序砂泥比并不高，在0.2～5之间，其中京西、开滦、北大港一带砂泥比均大于1，再就是邢北矿区、邯郸、济南这一带砂泥比大于1，其他地区均小于1。值得注意的是，砂、砾岩厚度较大的阜城南—德州—南宫一带砂泥比并不高，原因在于统计砂泥比时并未将含砾砂岩统计在内，若将含砾砂岩统计在内的话，其比值在1～1.5之间（图3.46）。因此，从其这一点上看，这一带在当时为地形较低应该是比较明显的了。

从上述分析，结合连井对比结果来看，复合层序IV的沉积单元可划分为辫状河、曲流河和三角洲平原，其中辫状河主要分布在砂泥比大于2的地区，它们是京西—开滦—天津地区和邢北矿区—峰峰矿区，濮阳—馆深—临清—德州—无棣一线以东为三角洲平原，以西地区为曲流河，且主要是曲流河冲积平原环境。而在大港—阜城—德州—南宫一带主要是沿构造低地分布的曲流河，由于其上所覆盖的泛滥盆地泥岩较厚，所以将其划为曲流河泛滥盆地（图3.47）。

（2）复合层序V

复合层序V包括上石盒子组的第一段和第二段的下部地层，时代上相当于中二叠世晚期。岩性主要为灰色、灰白色中细粒砂岩、含砾砂岩和紫红色泥质粉砂岩及泥岩，局部发育砾岩。该层序厚度在120～280m之间，其中以唐山—天津—淄博一带地层厚度较大，厚度在200～280m之间，阜城南—德州—南宫—邢北矿区一带厚度为160～240m，而在南部的濮阳和济宁地区厚度小于120m（图3.48）。

该复合层序的砂岩主要分布在两个地区：一是阜城以北地区；二是元氏—南宫—临清—济南—淄博以南和濮阳—济宁以北地区。其中北部砂岩厚度由北部的110m向南减薄到20m，南部则由西部的70余m向东减薄到60m以下，而在淄博地区有大于90m的沉积（图3.49）。砾岩和含砾砂岩和复合层序IV的分布特征有些相似，主要分布在开滦—天津—沧州—德州—南宫—鸡泽—邢台矿区一带，厚度在0～35m之间，主要厚度点为开滦、庄古1井、新葛4井、东古1井、巨1井，厚度均在30m以上。除了这些地区外，在濮阳东部的毛4井也有25m厚的砂砾岩，淄博地区有15m厚的沉积（图3.50）。在复合层序V中无煤和炭质泥岩沉积。

复合层序V砂泥比分布与砂岩厚度分布特征类似，其高值区主要分布在两个地区：一是阜城以北地区；二是元氏—南宫—临清—济南—淄博以南和濮阳—济宁以北地区。其中北部的砂泥比为1～40，而南部的砂泥岩比在0.6～1之间。在南宫—阜城一线的西侧砂泥比可能较高，可能大于1，东侧则较低，不到0.2。另外，在濮阳地区也不到0.2（图3.51）。

根据上述各项参数所反映的信息以及沉积相的剖面对比结果分析，可以得出复合层序V的沉积环境主要为曲流河和辫状河，从位于北大港南侧的庄古1井在该复合层序中发育泥灰岩看，复合层序V时期，可能在庄古1井一线的东部发育有湖泊相。因此，据此可以确定在北大沧州—德州—济南—济宁可能发育三角洲平原（图3.52）。

3.7.2.3 晚二叠世（层序VI和VII）古地理特征

从研究区揭露的地层看，晚二叠世主要发育复合层序VI和VII，其中复合层序VI主要由河流相的四级层序组成，而复合层序VII四级层序包括河流相四级层序和湖泊相四级层序。

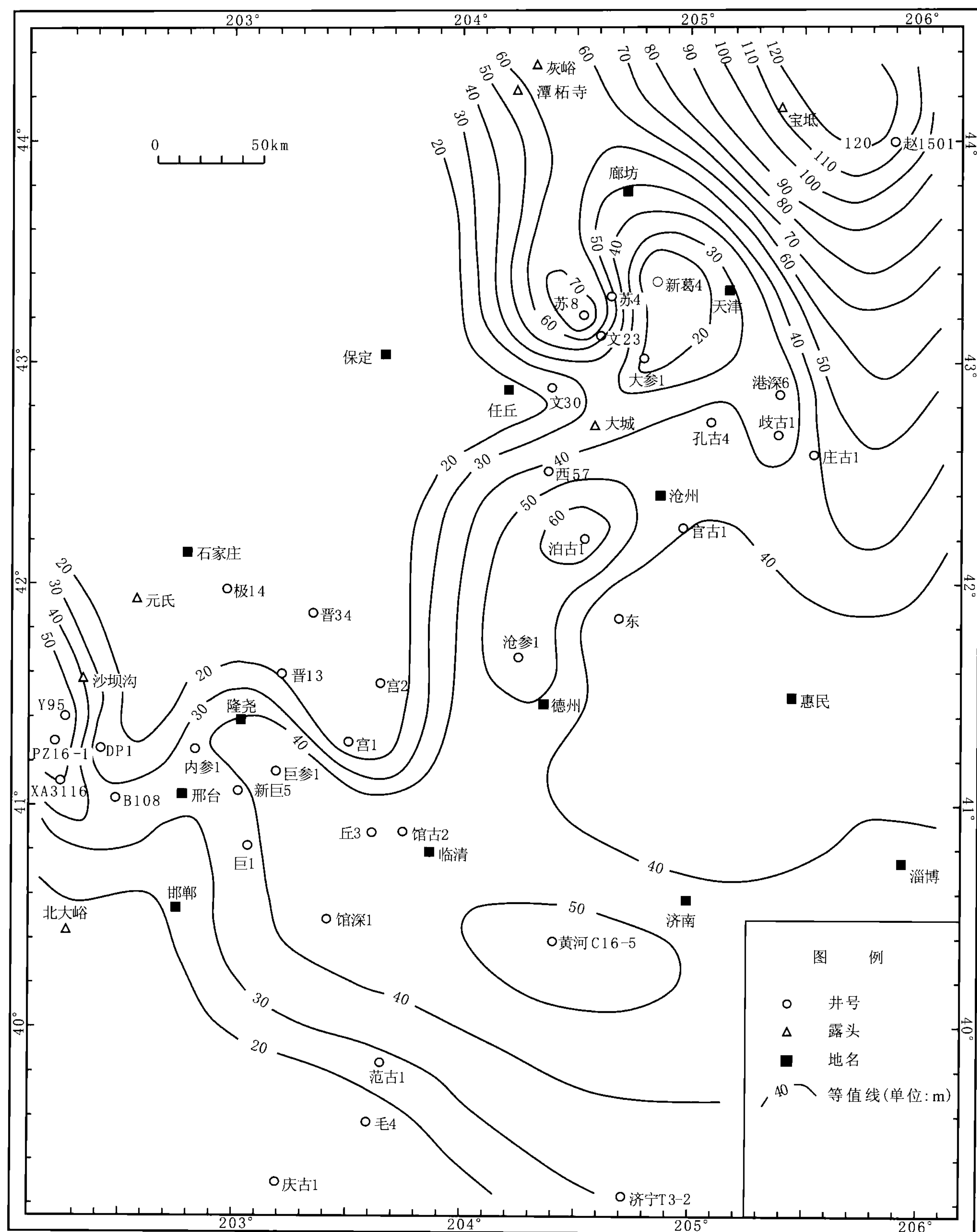


图 3.44 渤海湾西部石炭系—二叠系复合层序IV砂岩厚度等值线图

Fig.3.44 Contours of sandstone thickness in Composite Sequence IV in the western Peri-Bohai Bay area

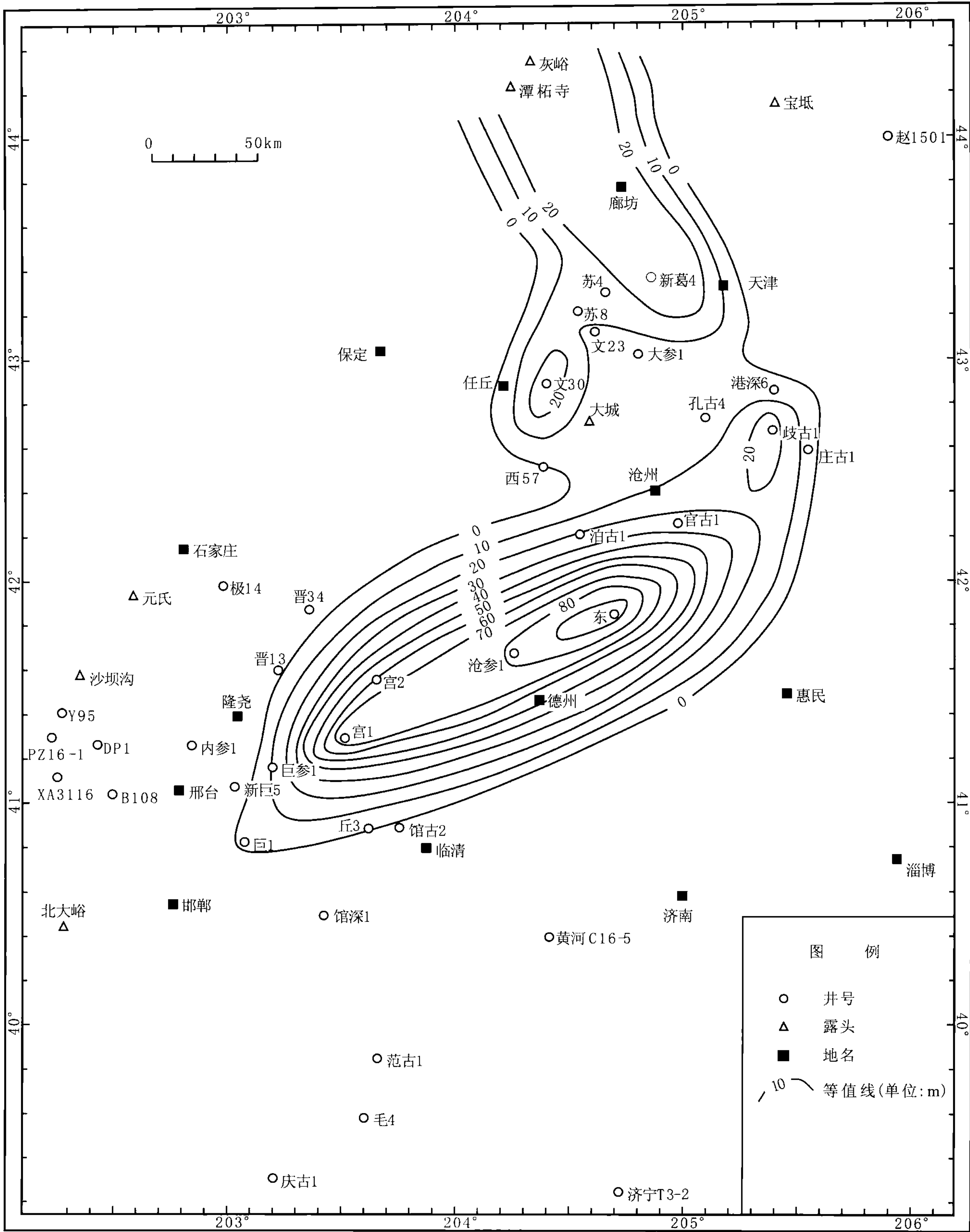


图 3.45　渤海湾西部石炭系—二叠系复合层序IV砾岩＋含砾砂岩厚度等值线图

Fig.3.45　Contours of the conglomerate + pebbly sandstone thickness in Composite Sequence IV in the western Peri-Bohai Bay area

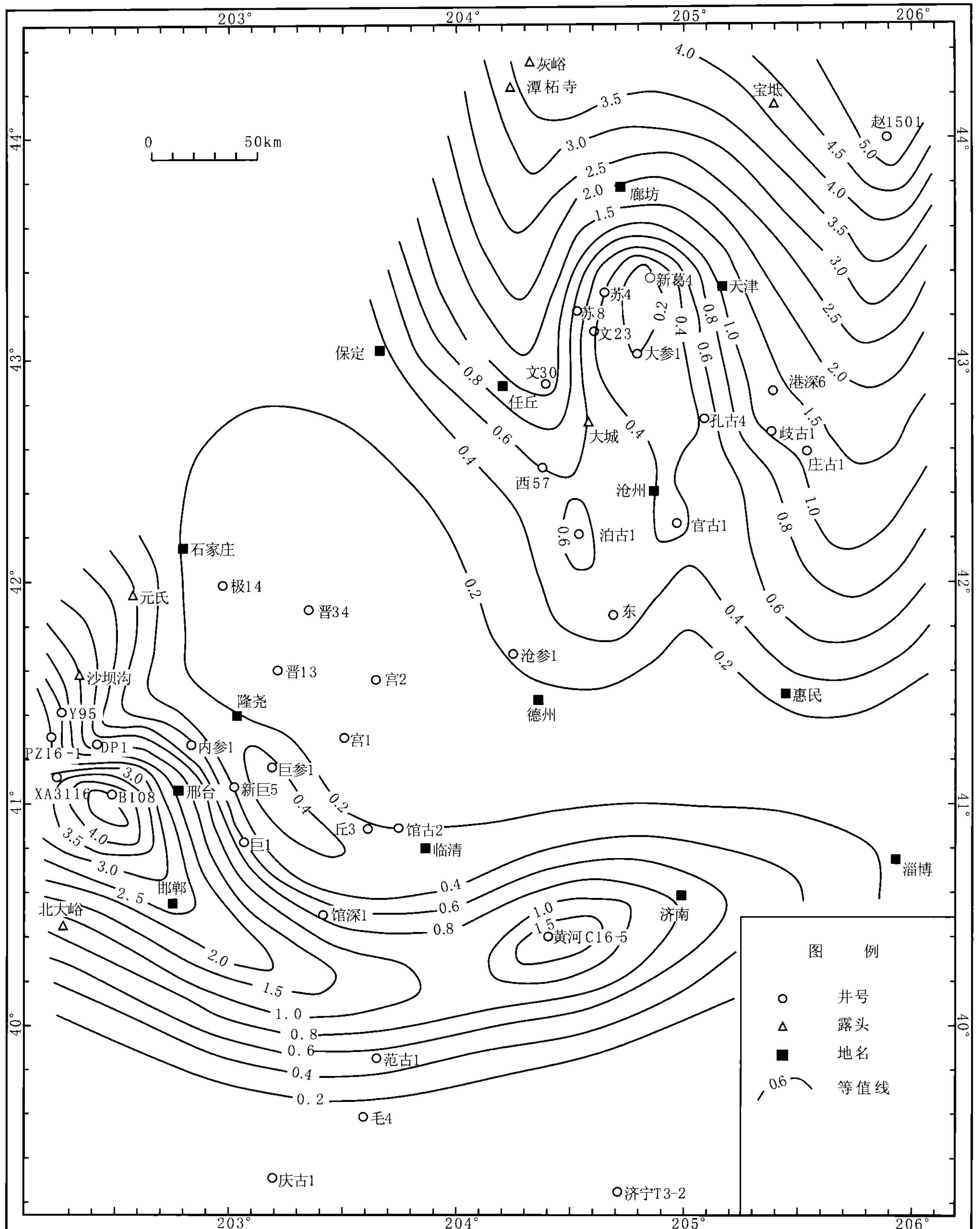


图 3.46　渤海湾西部石炭系—二叠系复合层序Ⅳ砂泥比等值线图

Fig.3.46　Contours of the sandstone to mudstone thickness ratios in Composite Sequence IV in the western Peri-Bohai Bay area

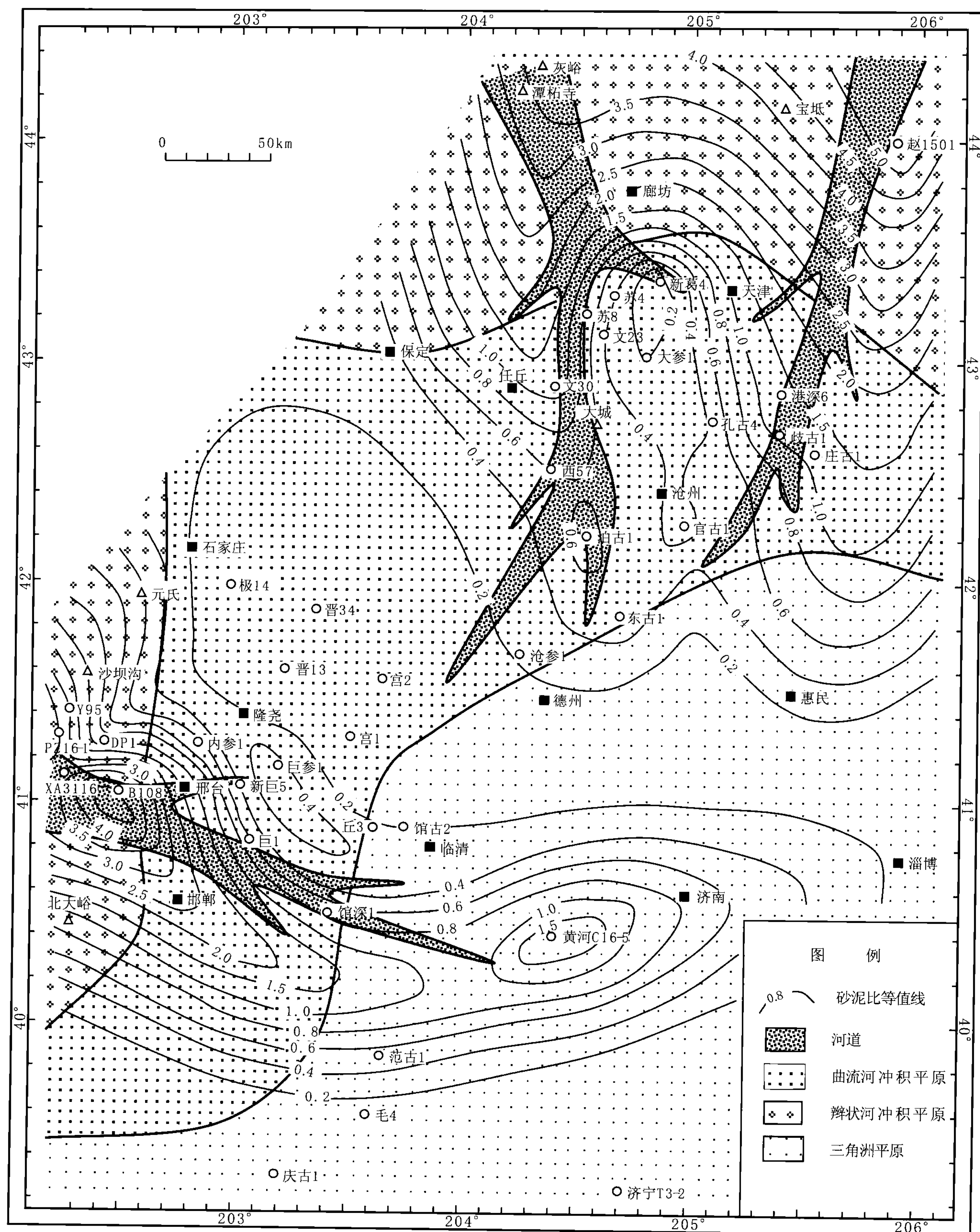


图3.47 复合层序IV（下石盒子组主体）沉积体系分布图

Fig.3.47 Depositional system distribution of composite sequence IV

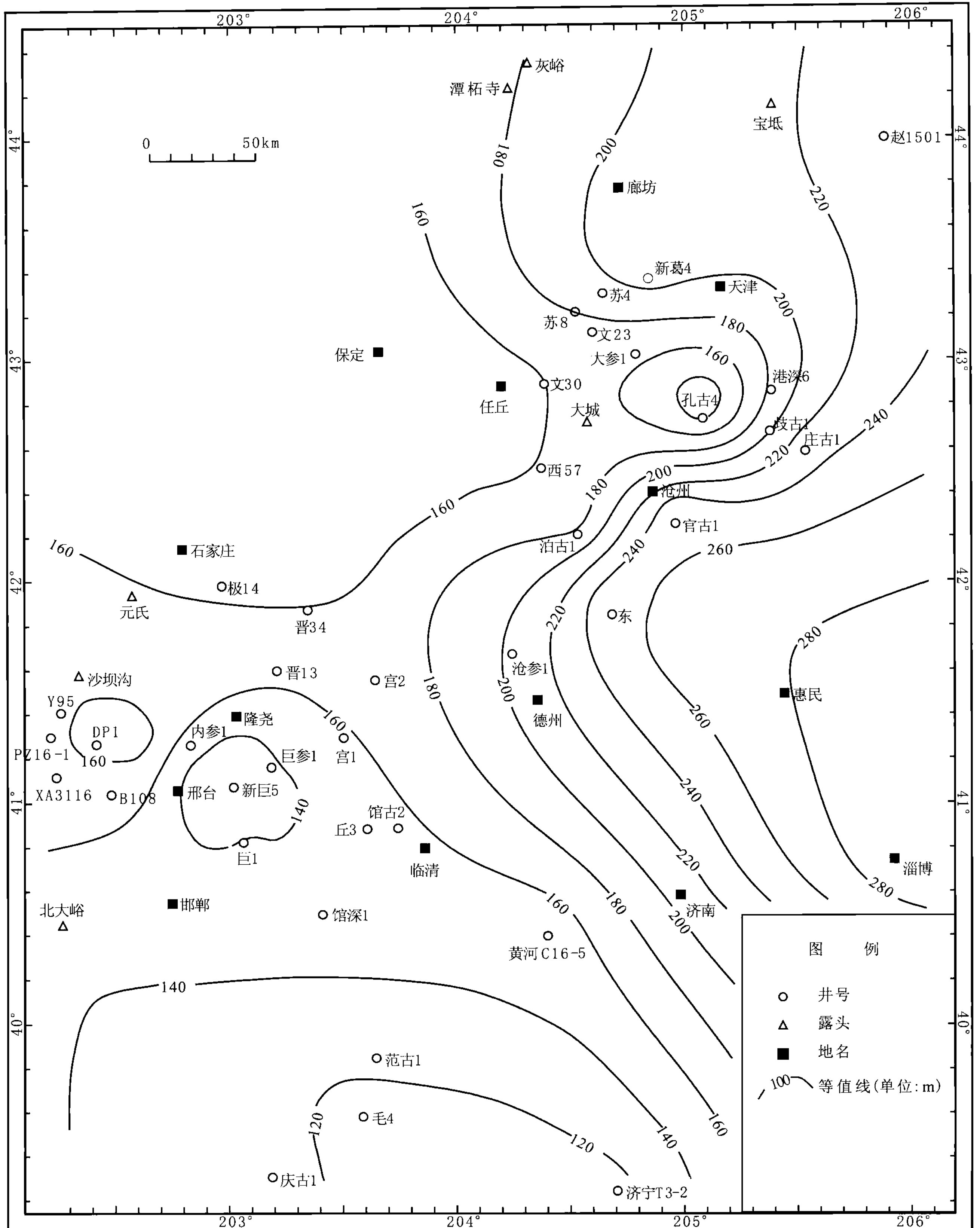


图 3.48 渤海湾西部石炭系—二叠系复合层序Ⅴ地层厚度等值线图

Fig.3.48 Isopachs of the stratigraphic interval of Composite Sequence V in the western Peri-Bohai Bay area

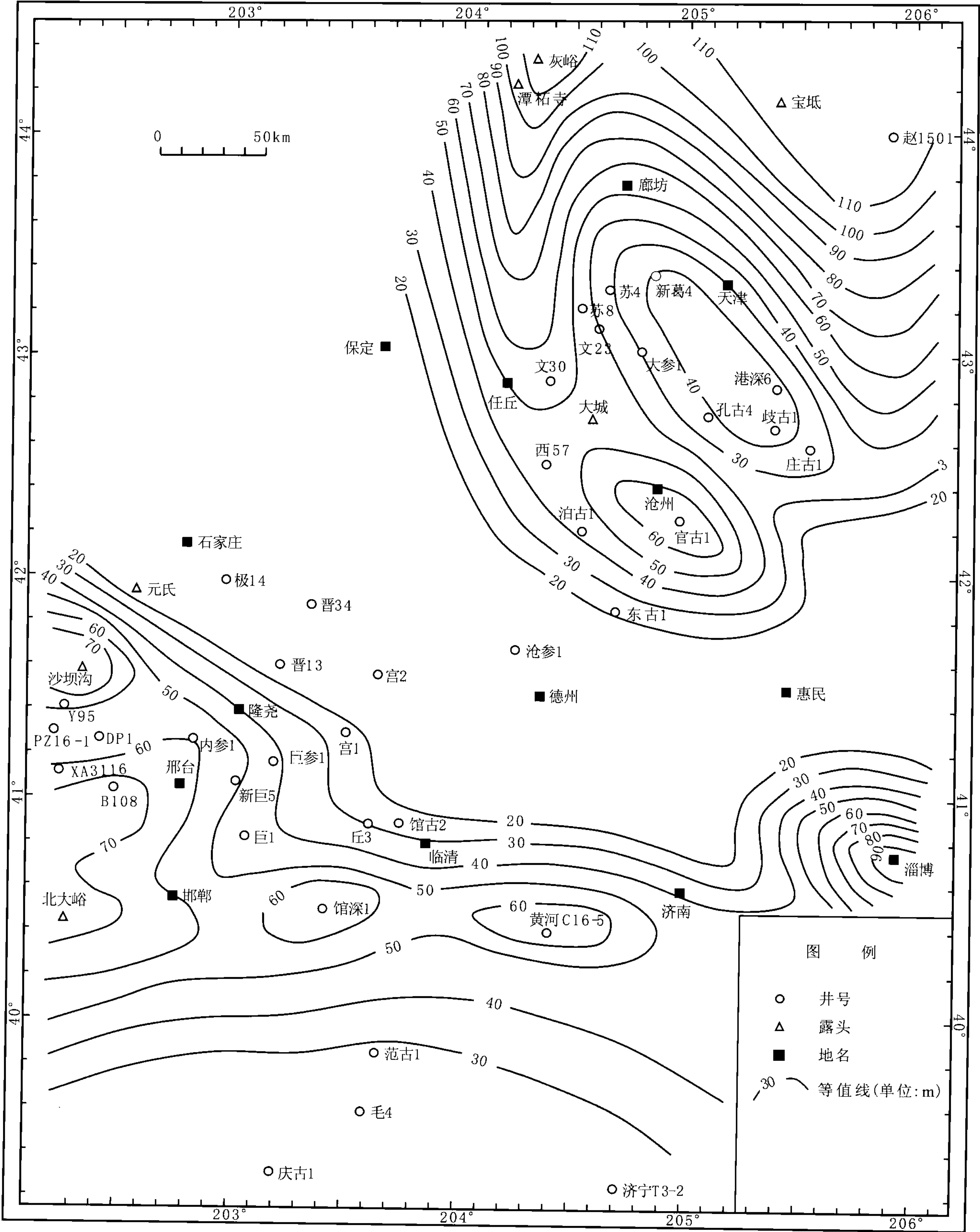


图 3.49 渤海湾西部石炭系—二叠系复合层序Ⅴ砂岩厚度等值线图

Fig.3.49 Contours of sandstone thickness in Composite Sequence V in the western Peri-Bohai Bay area

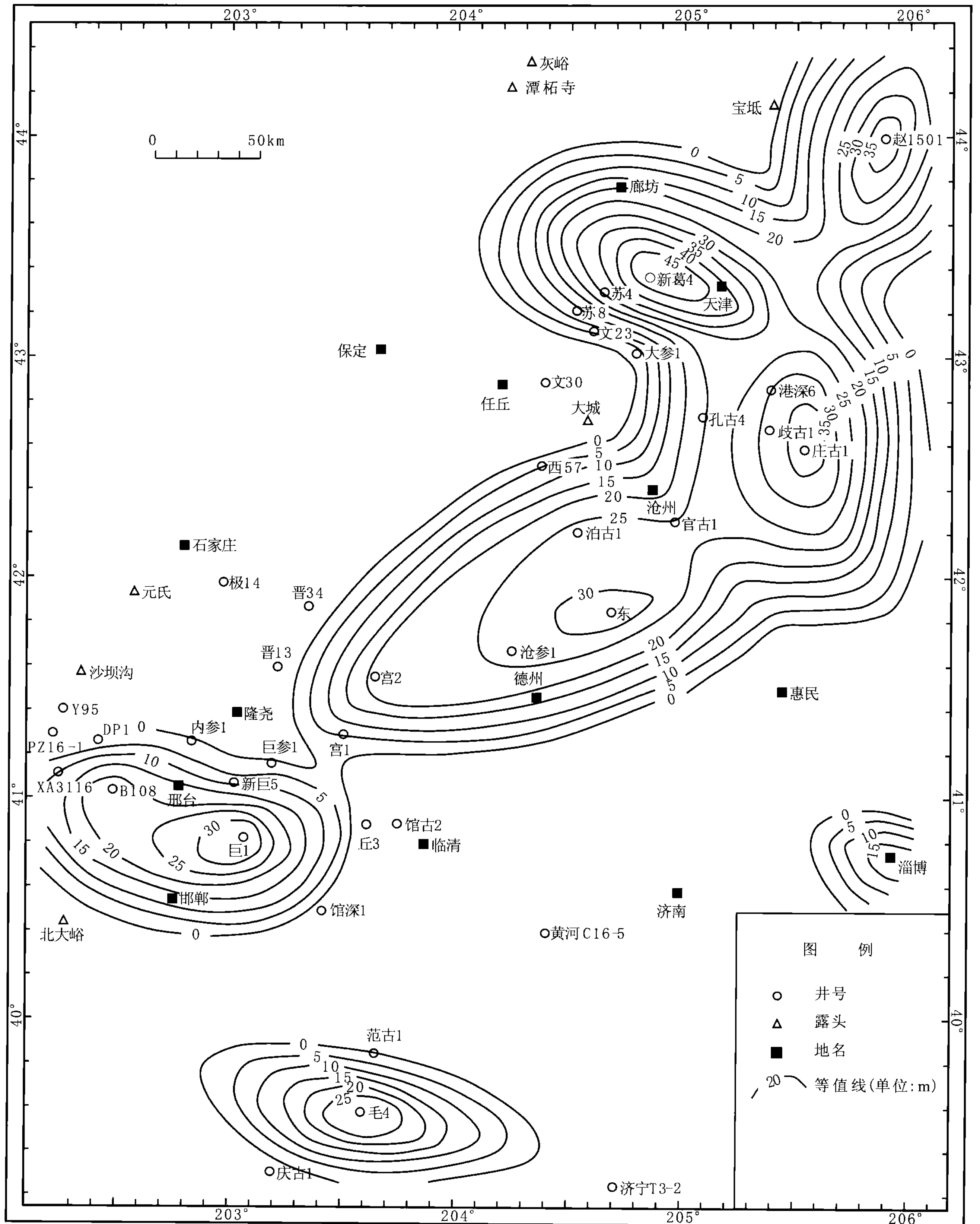


图 3.50 渤海湾西部石炭系—二叠系复合层序 V 砾岩＋含砾砂岩厚度等值线图

Fig.3.50 Contours of the conglomerate + pebbly sandstone thickness in Composite Sequence V in the western Peri-Bohai Bay area

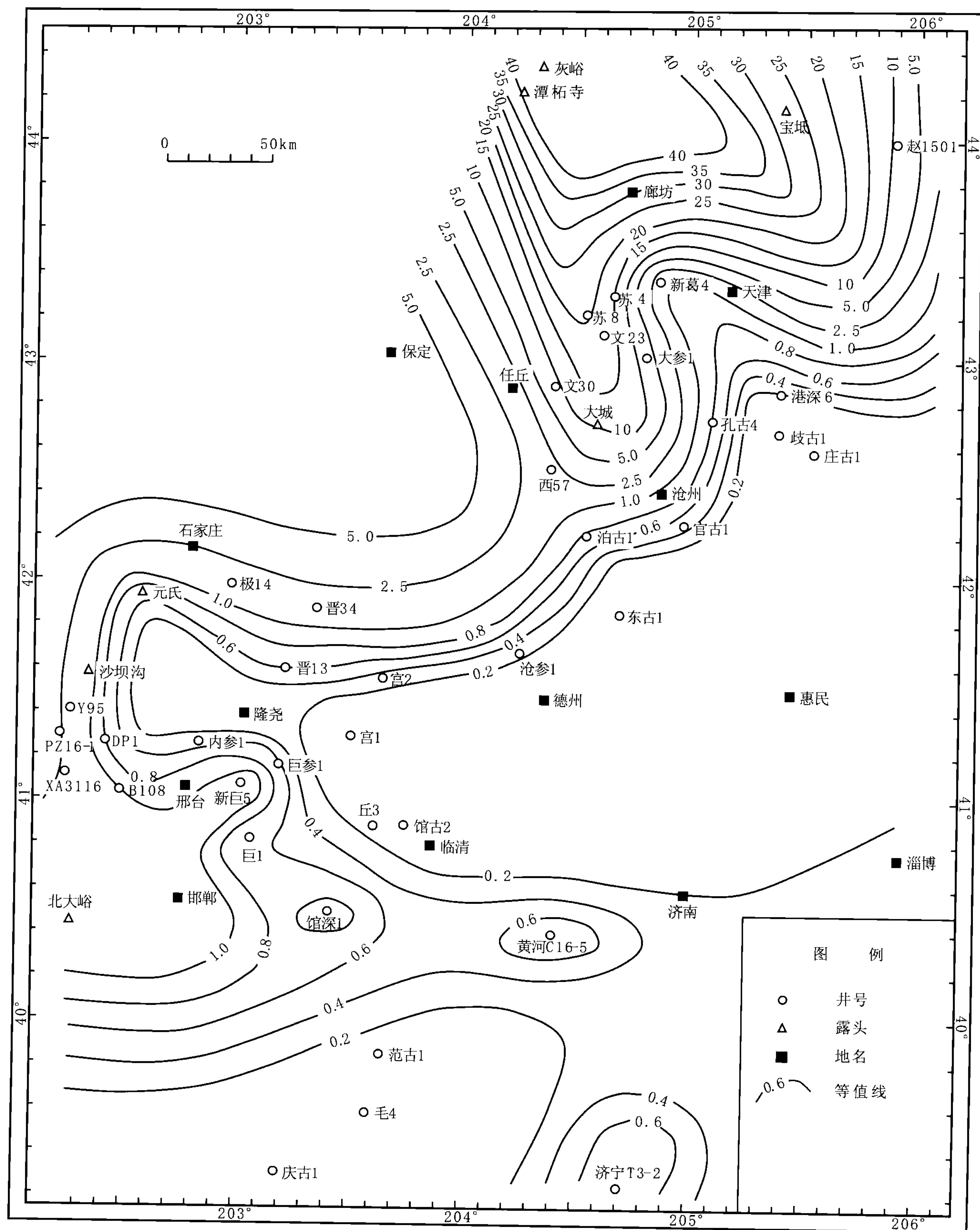


图 3.51 渤海湾西部石炭系—二叠系复合层序Ⅴ砂泥比等值线图

Fig.3.51 Contours of the sandstone to mudstone thickness ratios in Composite Sequence V in the western Peri-Bohai Bay area

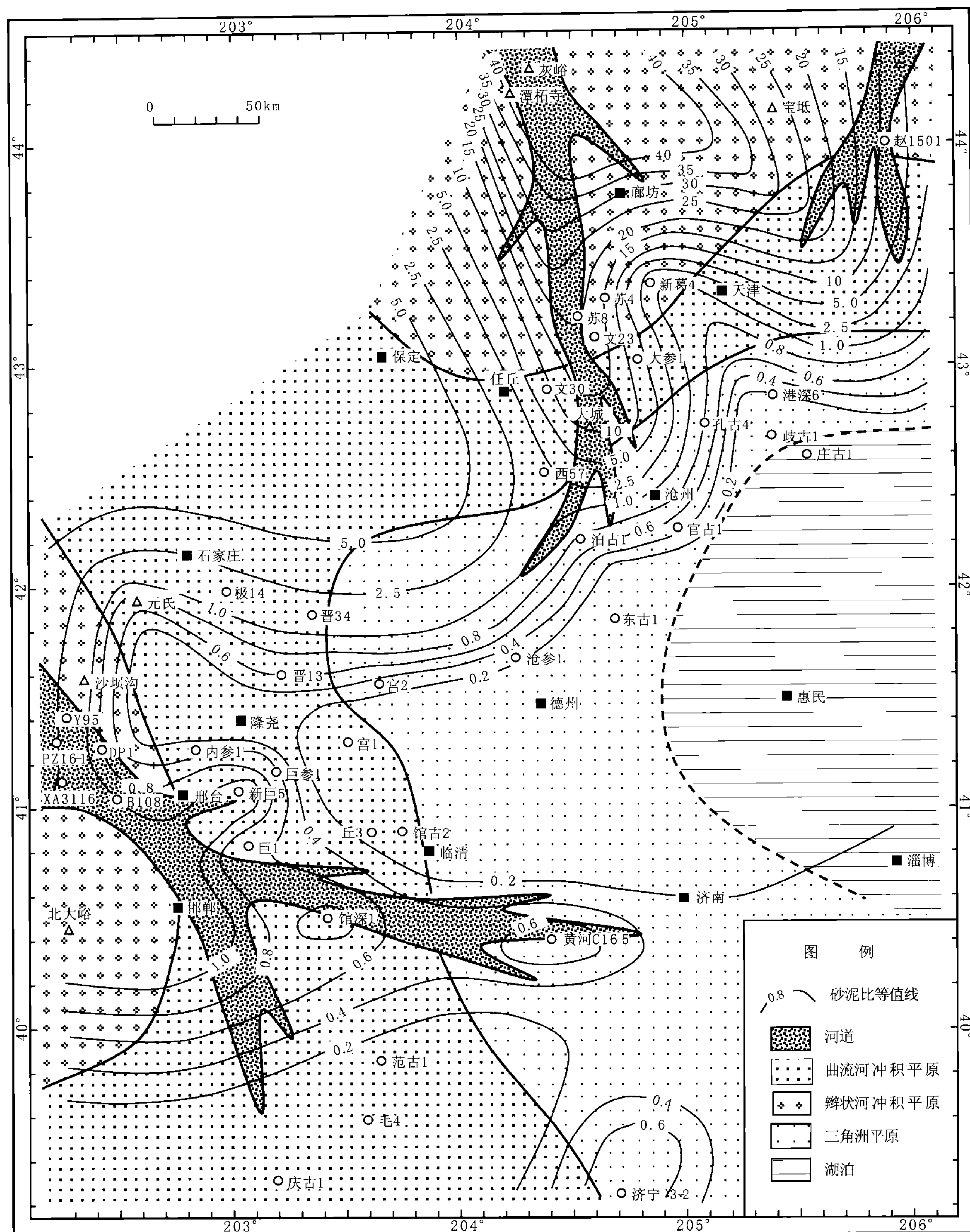


图 3.52 复合层序 V（上石盒子组下段）沉积体系分布图

Fig.3.52 Depositional system distribution of composite sequence V

（1）复合层序 VI

相当于上石盒子组第二段上部以及三、四段，在时代上大致对应于晚二叠世早期。由于受剥蚀较严重，该复合层序在大部分地区都发育不全，主要在河北南部、河南濮阳和山东等地发育。另外，在北大港南部的庄古1井和霸县附近的新葛4井也发育较全。而在北部其他地区仅发育低位层序组或低位层序组和海侵层序组的下部。

从临城沙坝沟—庆古1井的对比图上看（图3.18），该复合层序由低位层序组、海侵层序组和高位层序组组成。其中低位层序组在邢台矿区—鸡泽地区由辫状河河道砂岩组成，尤其在邢台矿区，主要为多套复合的辫状河道组成，厚度也较大，而在东部则由厚度较薄的曲流河河道砂岩组成，向上演变为河流泛滥盆地和决口扇沉积，并组成海侵层序组，再往上河道砂岩又有所增加而形成高位层序组。该层序在全区以多个向上变细的河流沉积旋回为特征，在低位层序组中每个旋回都由发育交错层理且底部具有冲刷面的河道砂岩和其上部的紫红色泥岩和粉砂岩组成；海侵层序组主要由紫红色泥岩、泥质粉砂岩和灰色粉、细砂岩组成；高位层序组则砂岩含量有明显的增加，可见到中砂岩和细砂岩，夹紫红色泥岩或泥质粉砂岩。

（2）复合层序 VII

复合层序VII包括区内的石千峰组，岩性主要为酱紫色中细粒钙质砂岩与暗紫色泥质粉砂岩及血红色泥岩互层，夹数层薄层状淡水石灰岩。底部以叠置的厚层含砾砂体为特征，代表低水位期的沉积，其上的厚层的泛滥盆地砂泥岩互层沉积代表基准面抬升期的沉积，属于湖侵体系域沉积。上部发育几层比较稳定的淡水灰岩或泥灰岩，为湖泊水面抬升到最高阶段的沉积，其底面代表该层序中的最大洪泛面，从淡水灰岩往上即是高位体系域的沉积。该层序地层厚度一般在100～300m之间，个别钻井（如官古1井）达479m。

该层序砂岩和砾岩厚度在10～110m之间变化，以淄博到官古1井一带最厚。层序VII沉积时，研究区已经处于内陆湖泊环境，气候亦变得炎热干燥，因此，当时没有煤和炭质泥岩形成。

参考区域地质及前人有关石千峰组古地理图成果，通过野外实测地层剖面沉积环境分析，石千峰组沉积环境有浅湖、滨湖、滨湖三角洲以及河流等相类型，其中，河流相区分布在石家庄—元氏—邢台—邯郸—濮阳—巨野—济宁一线，其东北侧和西南侧均为大面积的湖泊沉积。

3.7.3 环渤海湾西部石炭系—二叠系古地理演化

晚石炭世，即复合层序I沉积期（本溪组和太原组下段），盆地整体沉降，在经历了长期风化夷平的中奥陶世石灰岩顶面上，接受了来自北东方向的海侵，开始陆表海的演化历史；当时古地形北高南低，北面阴山古陆呈高耸的山地或高原，为当时主要物源区。研究区为地形坡度很小的潟湖，垂向演化规律较明显，其中滨外碳酸盐岩陆棚相和潟湖相构成了该期岩相古地理沉积格架，局部发育潮汐砂坝相。从旋回发育情况看，河北省中部开平、井径及燕山南麓一带一般发育5个旋回，向南至石家庄以南仅发育了4个旋回，至邢台一带一般仅有3个旋回，峰峰一带多数为2个不完整旋回，滨外碳酸盐岩陆棚相基本不发育，说明本期海侵方向主要来自东北方向。

早二叠世早期，即复合层序II沉积期（太原组中、上段），在太原组底部的下架灰岩沉积之后，海侵方向改变为南东向，并且发生了大规模的海侵，在峰峰邢台一带石灰岩发育最好，多达4～5层，向北层数减少，渐变为海相泥岩，为沼泽—滨外碳酸盐岩陆棚—障壁砂坝—潟湖相的多次次一级的海水进退旋回演化序列，沉积环境垂向演化总的规律是陆表海清水沉积与浑水沉积交替出现，构成滨外碳酸盐岩陆棚—障壁砂坝—潟湖潮坪的岩相古地理格局。

早二叠世晚期，即复合层序III（山西组）沉积期，随着华北板块不断向北仰冲，继续海退。当时的古地理景观总体为三角洲—潮坪沉积，古地理单元有上三角洲平原、下三角洲平原、边缘潮汐平原等。沉积相类型主要有边缘潮汐平原的潮汐砂坝（河口坝、远砂坝）和潮坪、下三角洲平原的分流河道和分流间湾、上三角洲平原的分流河道和分流间区（分流间泛滥盆地）等。有利于烃源岩发育的泥炭沼泽相主要发育于下三角洲平原。

中二叠世早期，即复合层序IV（下石盒子组）沉积期，海水大面积向南退缩，广大地区都已演化成河流—三角洲平原环境，当时发育的古地理单元有冲积平原、上三角洲平原、下三角洲平原及水下三角洲（即三角洲前缘和前三角洲），为早二叠世中期古地理的继续发展，但各单元之间的界线已经大幅度的向南移动，水下三角洲仅在研究区南部边缘发育。该期下三角洲平原分流间湾有时可局部沼泽化，形成局部分布的煤线和炭质泥岩。

中二叠世晚期，即复合层序V（上石盒子组一段）沉积期，随着海岸线的向南迁移，区内岩相古地理进一步演化，除邯郸—临清—无棣一线以南为三角洲环境外，该线以北广大地区被河流体系沉积所占据。总体呈现出北高南低河流广布的冲积平原面貌。随着海退的发展，区内古地理格局分化程度也越来越小，垂向演化规律性明显，自下而上由河流边滩沉积，演变为泛滥盆地，代表河流体系的一个完整沉积旋回，构成了该期环境垂向演化的全部内容。由于研究区气候在这一时期已经变得炎热干燥，不适合泥炭沼泽发育，所以煤和炭质泥岩（烃源岩）在层序V中缺乏。

晚二叠世，即复合层序VI（上石盒子组中上二至四段）和复合层序VII（石千峰组）沉积期，整个华北地区已经大规模抬升，海水已经全部退出华北地区。研究区峰峰、邢台一带主要为河流、湖泊并存的古地理景观。在研究区东南侧，海水偶尔可涌进沿海三角洲平原地区，将正常海相生物带进陆地、并在地形低洼处形成薄层含海绵骨针的硅质泥岩，其层位为上石盒子组三段顶部，成为本区地层对比的良好标志层。峰峰地区的石千峰组湖泊沉积中有薄层淡水石灰岩或泥灰岩沉积，表明该期湖泊范围较大，且气候较为干燥。

3.8 小结

根据区域不整合面及局部角度不整合（风化壳）、根土岩的发育、生物带的缺失、海侵方向及沉积体系转换面、河道砂体发育特征等识别出8个三级复合层序界面：奥陶系灰岩顶部风化面、8#煤层底板海侵方向转换面、山西组底部北岔沟砂岩底面、下石盒子组底部骆驼脖子砂岩底面、上石盒子组底部砂岩（桃花泥岩顶面）、上石盒子组中部下切谷侵蚀面、石千峰组底部砂岩底面以及二叠系顶的不整合面。

以沉积环境分析、岩石序列特征及所识别的层序界面为主，参考古土壤和GR曲线小波变换高频成分特征，将环渤海湾西部地区的石炭系—二叠系划分为7个三级复合层序，其中包括20～25个四级层序。由于地层遭受剥蚀，在不同地区，各三级复合层序发育程度不同，其中三级复合层序V～VII因剥蚀而在大部分地区发育不全，而三级复合层序I～IV发育较全。

在河流—上三角洲平原沉积环境中，低位河道沉积表现为复合的辫状河道侵蚀充填或广泛分布的河流砂岩席。层序界面之下的高位复合层序组，以由下向上河道沉积由孤立到复合的趋势为特征。而在界面之上的低位层序组则为相反的趋势。三级复合层序边界即为厚度最大的复合河道沉积的底面。海侵层序组则由多次河道决口形成的泛滥盆地泥岩和决口扇细砂、粉砂岩组成四级层序叠置而成。在河道不发育的地区，层序边界的识别需依赖于古土壤。

在下三角洲平原—障壁—潟湖—滨外陆棚沉积环境中，一个完整的三级海平面变化旋回中，有利于煤层沉积的过渡环境随海平变化而发生迁移，由于在同一时间内，不同地理位置海平面变化速率存在差异，因而在一个三级海平面变化旋回过程中，不同地理位置出现有利于泥炭堆积的海平面变化速率的时间不同，即在一个三级海平面旋回过程中，靠陆一侧三角洲平原沉积环境中，厚煤层主要出现在最大海泛面位置，而靠海一侧障壁—潟湖沉积环境中，厚煤层主要出现在初始海泛面的位置，但在整个海平面变化旋回中，厚度最大、分布最广的煤层主要形成于最大海泛的位置。环渤海湾西部地区石炭系—二叠系三级复合层序II的厚煤层即形成于三级初始海泛期间，而三级复合层序III的厚煤层则主要形成于三级最大海泛期间。

将各层序的厚度以及砂岩、砾岩、灰岩、煤层及炭质泥岩和砂泥比等参数的平面分布特征与沉积相连井对比和单井沉积相分析结果相结合，阐述了各复合层序的古地理特征。复合层序I东部主要为滨外碳酸盐岩陆棚，西部以潮坪、潟湖沉积主，海水从东面侵入环渤海湾西部地区；复合层序II东南部为滨外碳酸盐岩

陆棚，中部地区为潟湖相，障壁砂坝分布在沧州、南宫和东庞地区，海水从东南方向侵入本区；复合层序III北部和南部以三角洲平原为主，中部区域为三角洲间湾，东部为潮坪环境；复合层序IV北部和西南部为河流沉积，东南部为三角洲平原；复合层序V北部和西南部也为河流沉积，推测其东部及靠南地区发育三角洲平原和湖泊。

4 小波变换在层序地层研究中的应用

将小波变换时频分析应用于油气勘探领域始于20世纪90年代，最初主要用于薄互层地层的储层预测，并研究了以砂泥岩为主的薄互层的时频响应特征（崔凤林，管叶君，1992；张玉芬，熊维纲等，1995），后来进一步发展到储层厚度及含油气性的预测（刘传虎，刘福贵等，1996）、沉积旋回分析（雷克辉，朱广生等，1998）、三角洲沉积序列分析（董臣强，王军等，2002）和构造层系解释（柏涛，徐志伟，2002），最近出现了将其应用于层序地层划分的研究（余继峰，2003），小波变换时频分析已经显示出其广阔的应用前景。

4.1 小波变换基本原理

4.1.1 小波变换的由来及其特点

众所周知，小波变换来源于傅立叶变换。傅立叶变换的基本思想是将信号分解成一系列不同频率的连续正弦波的叠加，或者从另外一个角度来说是将信号从时间域转换到频率域。但傅立叶变换有一个严重的不足，那就是在做变换时丢掉了时间信息，无法根据傅立叶变换的结果判断一个特定的信号是什么时间发生的，即傅立叶变换只是一种纯频域的分析方法，它在频域里的定位是完全准确的（即频域分辨率最高），但在时域内却无任何定位性（或无分辨能力）。

为了研究信号在局部时间范围的频域特征，1946年Gabor提出了著名的Gabor变换，之后进一步发展成为短时傅立叶变换。其基本思路是给信号加一个小窗，信号的傅立叶变换主要集中在对小窗内的信号进行变换，因此反映出信号的局部特征。但由于短时傅立叶变换的定义决定了其窗函数的大小和形状均与时间和频率无关而保持固定不变。如果对于高频信号需采用小时间窗，对于低频信号则需采用大时间窗进行分析的话，这种变时间窗的要求与短时傅立叶变换的固定时窗（窗不随频率而变化）的特性相矛盾。因此，短时傅立叶变换在处理这类问题时已无能为力了。

上述短时傅立叶变换的不足之处，正好是小波变换的优势所在。小波（wavelet），即小区域的波，是一种特殊的长度有限、平均值为0的波形。它有两个特点：一是“小”，即在时域都具有紧支集或近似紧支集；二是正负交替的波动性。如果用小波和构成傅立叶分析基础的正弦波做比较的话，傅立叶分析所用的正弦波在时间上没有限制，从负无穷到正无穷，但小波则倾向于不规则与不对称。傅立叶分析是将信号分解成一系列不同频率的正弦波的叠加，同样小波分析是将信号分解成一系列小波函数的叠加，而这些小波函数都是由一个母小波函数通过平移与尺度伸缩得来的。因此，用不规则的小波函数来逼近尖锐信号显然要比正弦曲线要好，即用小波函数逼近信号的局部显然要比光滑的正弦函数好。

小波变换就是把某一被称为基本小波（也叫母小波，mother wavelet）的函数 Ψ（t）做位移 τ 后，再在不同尺度 a 下与待分析的信号 $x(t)$ 做内积：

$$WT_x(a,\ \tau)=\frac{1}{\sqrt{a}}\int_{-\infty}^{+\infty}x(t)\psi^*(\frac{t-\tau}{a})\mathrm{d}t,\quad a>0$$

等效的频域表示是

$$WT_x(a,\ \tau)=\frac{a}{2\pi}\int_{-\infty}^{+\infty}X(\omega)\psi^*(a\omega)\mathrm{e}^{+j\omega\omega}\mathrm{d}t$$

式中 $X(\omega)$和 $\Psi(\omega)$分别是 $x(t)$和 $\Psi(t)$的傅立叶变换。

可以这样理解上面的表达式的意义：如果用镜头观察某一目标$x(t)$(即待分析信号)，$\Psi(t)$代表镜头所起的作用 (例如滤波或卷积)，τ 相当于使镜头相对于目标平行移动，a的作用相当于镜头向目标推进或远离。因此，小波变换具有以下特点：

· 有多分辨率（multi-resolution)，也叫多尺度（multi-scale）的特点，可以由粗及细地逐步观察信号；

· 可以看成用基本频率特性为 $\Psi(\omega)$的带通滤波器在不同尺度a下对信号做滤波，a越大相当频率越低；

· 适当选择基小波，使 $\Psi(t)$在时域上为有限支撑，$\Psi(\omega)$在频域上也比较集中，就可以使 WT 在时、频域都具有表征信号局部特征的能力，因此有利于检测信号的瞬态或奇异点。

4.1.2 一维连续小波变换

傅立叶分析是将信号分解成不同频率的正弦波，而小波分析则将信号分解为原小波函数在不同位移和尺度下的小波。傅立叶变换的表达式为

$$F(\omega)=\int_{-\infty}^{+\infty} f(t)\mathrm{e}^{-i\omega t}\mathrm{d}t$$

实际上是求信号$f(t)$在函数 $\mathrm{e}^{-j\omega t}$ 上的投影值是多少，变换的结果为傅立叶系数，将这些系数乘上 $\mathrm{e}^{j\omega t}$，然后叠加起来，就得到了原来的信号值。

类似于傅立叶变换，小波变换是求信号$f(t)$在各小波函数上的投影值。由于每个小波函数均由一个母小波函数经过尺度伸缩与时间平移得来的。因此，小波变换可以写成如下形式：

$$C(scale,\ time-position)=\int f(\tau)\psi(scale,\ \tau)\mathrm{d}\tau$$

将上面得到的每一个系数同相应经过伸缩和平移后的小波函数相乘并叠加就可以恢复出原始信号。其中尺度伸缩是指在时间轴上对信号进行压缩和伸展，时间平移是指小波函数在时间轴上波形的平行移动。

4.1.2.1 小波变换运算步骤

连续的小波变换运算分为 5 个基本步骤：

第一步：选择一个小波函数，将其与要分析的信号起始点对齐。

第二步：计算在这一时刻要分析的信号与小波函数的逼近程度，即计算小波变换系数C，C表示小波与所取一节信号的相似程度，C越大，相似性越强，计算结果取决于所选小波的形状。如果信号和小波的能量均为 1，C 可解释为相关系数（图 4.1)。

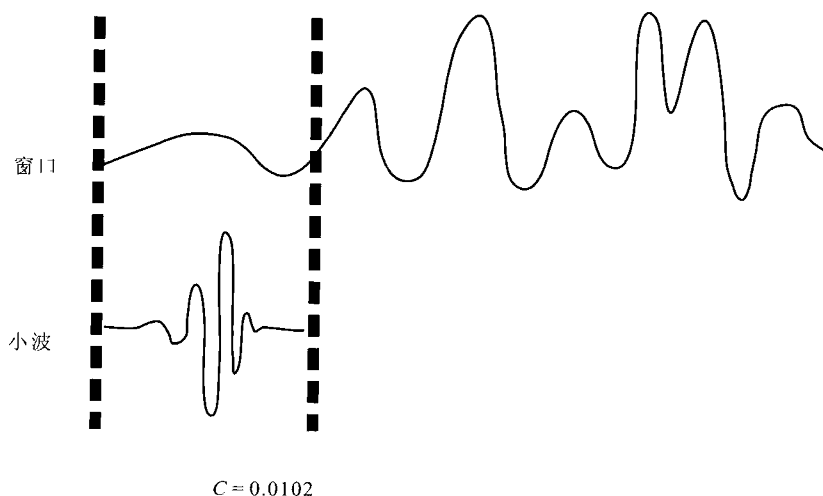


图 4.1 小波运算步骤 2

Fig.4.1 Step 2 of wavelet transformation

第三步：将小波函数沿时间轴向右移动一个单位时间，重复第一步和第二步，求出此时的小波变换系数 C，直至覆盖整个信号长度（图 4.2）。

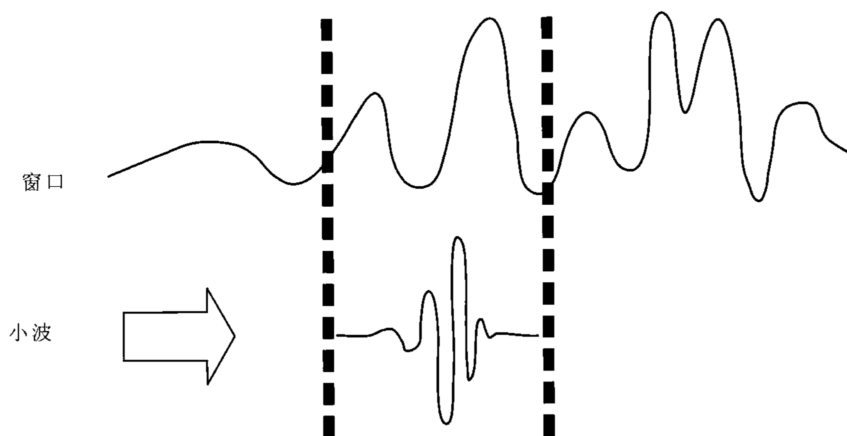
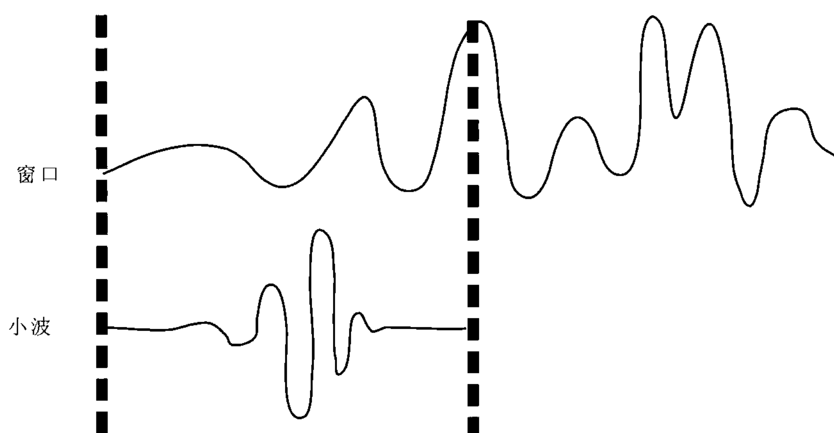


图 4.2　小波运算步骤 3
Fig.4.2　Step 3 of wavelet transformation

第四步：将所选择的小波函数伸缩一个单位，重复第一步至第三步（图 4.3）。



$C = 0.2247$

图 4.3　小波运算步骤 4
Fig.4.3　Step 4 of wavelet transformation

第五步：对于所有尺度，重复第一步至第四步。

进行完上述步骤，将得到使用不同的尺度评估信号在不同的时间段上的大量系数。这些系数表征了原始信号在这些小波函数上的投影的大小。

4.1.2.2 小波变换的尺度与频率的关系

小波变换的尺度越大，意味着小波函数在时间上越长，即被分析的信号区间也就越长。因此，尺度越大意味着频率的分辨率就越低，主要获取的是信号的低频特性。反之，尺度越小，意味着只与信号非常小的局部进行比较，因此主要获取的是系统的高频成分。因此，尺度和频率之间的关系可以归纳如下：

· 小尺度→ 压缩的小波→快速变换的细节→高频成分
· 大尺度→ 拉伸的小波→快速变换的粗部→低频成分

4.1.3 小波多尺度分解

从特征提取的角度看，一般需采用连续小波变换，但在每个可能的尺度上都去计算小波系数，将是一个巨大的工程。如果只取这些尺度的一小部分以及部分时间点，将会大大减少工作量，同时又不失准确性，为此提出了离散小波变换。

目前通行的办法是对尺度按幂级数进行离散化。令尺度$a=a_0^0$，a_0^1，a_0^2，…，a_0^j，j=1，2，…，N_0，当尺度扩大a_0^j倍时，意味着频率降低a_0^j倍，因此采样间隔可以扩大a_0^j倍，同样也可以将时间位移也以a_0^j倍进行离散化，即沿时间轴以a_0^j为时间间隔做均匀采样，根据Nyquist采样定理，这样仍然可以不丢失信息(据刘春生，2002)。以幂级数进行离散化是一个高效的离散方法，因为幂指数j的小变化，可以引起尺度非常大的变化，动态范围非常大。一般情况下，a_0取2，这样非常便于分析，且适合于计算机的高效运算。

对于大多数信号来说，一般由低频部分和高频部分组成，低频成分体现出信号本身的特征，而高频成分则与噪音或扰动联系在一起。通过小波变换或小波的滤波过程，经过一个分解滤波器，可以将一个原始信号的高频部分和低频部分分解开，同时分解出的低频部分还可以被继续分解，如此往复可以将信号分解成多层小波系数（图4.4）。

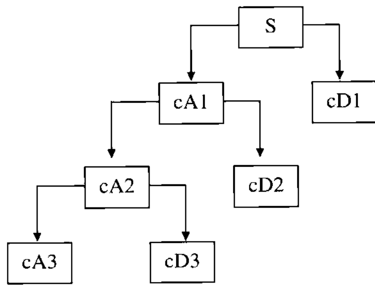


图4.4 小波多层分解树

Fig.4.4 Multi-level decomposition tree of wavelet

S—原始信号；cA1～cA3—第1～3层分解低频部分；cD1～cD3—第1～3层分解高频部分

对于一个实际信号，其分解的层数也不是任意的，而是由其长度所决定的。一个长度为N的信号，最多只能分解为$\log_2 N$层。在实际应用中，可以选择合适的分解层数。

4.2 小波变换沉积旋回单元的划分

4.2.1 测井曲线的选择

测井数据是迄今为止地质资料中所能获得的分辨率最高、连续性最好的地质数据，其中蕴藏着丰富的地质信息，不同的测井数据，尽管记录的是地层岩石的不同特性，如自然放射性、自然电位、电阻率、声波传播速率等，但这些特性表明了它们属于不同类型的沉积岩。因而，在不同程度上记录着地质演化的历史，从不同侧面反映着地层形成演化的条件和影响因素，如海平面变化、古环境、古地理、古气候信息及其变化情况等。

受各方面因素的限制，这里将只利用砂泥岩剖面的自然伽马GR曲线数据进行小波分析，来分析一些地质问题。自然伽马测井法是放射性测井中最简单的一种方法，它主要检测岩石中放射性元素自然衰变所产

生自然伽马射线的强度，因而其主要的影响因素为岩石的放射性。在砂泥岩剖面中，放射性元素往往聚集在粘土和泥岩中。因此，在沉积地层中，自然伽马测井一般反映地层中的泥质含量。一般来说，沉积岩中的放射性强弱主要取决于其中的粘土含量，粘土含量越多放射性就越强（陈一鸣等，1994），这主要是因为：①粘土颗粒细，具有较大的比表面，所以在沉积过程中吸附放射性元素的能力大；②粘土颗粒细，沉积时间长，有充分的时间与放射性元素接触；③粘土有较宽的结晶格子，呈现较弱的结合，能与放射性同位素进行离子交换；④粘土沉积物中，含钾矿物（如水云母、正长石等）较多，放射性^{40}K含量也随之增多。

在砂泥岩沉积剖面中，从沉积学角度来说，高自然伽马的泥岩为水体能量相对较低的环境中沉积形成，而低自然伽马的砂岩或砾岩则为水体能量相对较高的环境中沉积形成。因此，自然伽马值的高低基本上反映了不同的沉积环境及其在纵向上的演化。通过分析自然伽马值在砂泥岩剖面中的周期性变化特征，实际上也就是分析具有不同水体能量沉积环境在沉积剖面中出现的规律。因此，通过小波变换识别沉积剖面中不同周期的沉积环境变化特征对于层序地层的研究具有重要的意义。

4.2.2 根据小波变换高频成分划分沉积旋回单元

根据沉积学原理，沉积作用或沉积条件按相同的次序不断重复而组成的一个序列称为沉积旋回（叶庆全，袁敏，2002）。在垂向剖面中，地层岩性自下而上呈由粗变细的变化序列称为正旋回，它反映地壳下降的水进过程；而垂向上，地层岩性自下而上呈由细变粗的变化序列称为反旋回，它反映地壳上升的水退过程（叶庆全，袁敏，2002）。地质工作者在露头剖面上可以根据岩石类型的垂向叠置，准确划分出各种沉积旋回单元。而在钻孔中如果有岩心，也可以通过岩心观察较为准确地划分出沉积旋回单元；当没有岩心时，人们通常根据测井曲线（如*SP*、*GR*）或测井曲线组合来划分沉积旋回单元。但当人们利用测井曲线划分沉积旋回单元时，主要依据测井曲线的变化趋势来进行的，在曲线特征明显时，这项工作显得比较容易，当特征不明显时，所划分出来的沉积旋回单元就存在着较大的随意性。如果通过小波变换来分析测井信号（如*GR*测井曲线），就可以高精度地识别出信号不同周期的变化特征，比如在砂泥岩剖面中，由沉积旋回所导致的自然伽马值的周期性变化。

4.2.2.1 邢台矿区DP1钻孔上石盒子组中段沉积旋回单元划分

邢台矿区DP1钻孔上石盒子组埋深在300～475m之间的地层单元，长175m，自然伽马曲线数据由1401个数据组成，其中自然伽马曲线数据是通过测井曲线图数字化得到的，数据间距0.125m。若将其作为一个信号，则该信号长度为1401。如果采取离散小波变换，则其可分解层数最大为$\log_2 1401 \approx 10$层。

图4.5即为DP1钻孔上石河子组300～475m自然伽马曲线的离散小波变换，其中小波函数为Daubechies二进制小波系的db5，其波形较为圆滑，用于周期信号特征提取可取得较好的效果（飞思科技）。图4.5A为原始信号（即300～475m自然伽马曲线），图4.5B为10层分解后10个尺度（尺度$a=2^0$，2^1，2^2，…，2^{10}）下小波变换高频成分小波系数染色模式，图4.5C为尺度为64小波变换高频成分的小波系数。

岩心描述结果表明，该段地层由多个向上变细的河流沉积单元组成，从350～450m井段的每个沉积单元基本都由河道砂岩、堤岸粉砂—细砂岩和泛滥盆地泥岩组成，在自然伽马曲线上基本表现为自下向上自然伽马值逐渐增大的趋势（图4.5A）。通过与不同尺度下分解出的高频成分小波系数比对，发现在第6层分解（尺度$a = 64$）的高频成分小波系数变化周期与沉积旋回特征明显的地层单元出现频率基本一致，如图4.5C中自下向上第5、6、10、11个周期对应的地层单元在岩心描述中都是极为典型的正旋回。由此，根据第6层分解的高频成分小波系数周期以波峰位置为界对整个井段（300～475m）进行沉积旋回单元划分，从该井段中划分出16个沉积旋回单元。从划分结果看，除了第13和8个沉积旋回单元在伽马测井曲线上看不明显外，其他单元基本都与自然伽马曲线变化趋势反映的地层单元相一致（图4.5A和C）。尤其值得注意的是，第7个地层单元和第8个地层单元下部在岩心描述和测井曲线上，一般都将其视为一个沉积旋回单元，而在小波系数上却较为明显地被分成了两个单元，这也说明复合河道砂岩通过小波系数的变化周期也可以将其分开成多个砂层，从而为小层划分提供重要的参考。

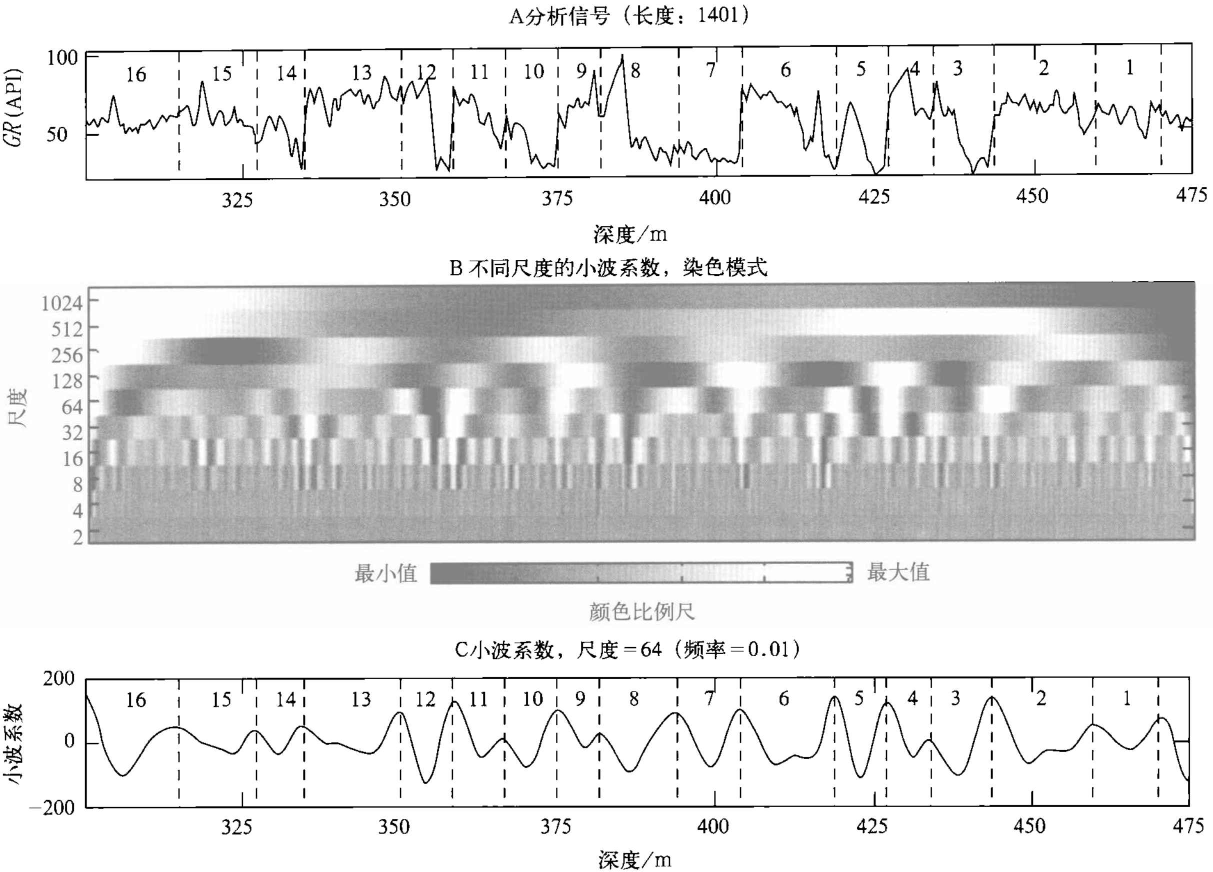


图 4.5 DP1 钻孔上石河子组 300～475m 自然伽马曲线离散小波变换

Fig.4.5 Discrete wavelet transformation of GR curve (300～475m)in borehole DP1

A 中序号 1～16 为沉积地层单元序号；C 中序号 1～16 为小波系数变化周期数序号

事实上，这种吻合并非偶然，因为自然伽马曲线小波变换所得到的高频成分，实际上是一个高通滤波的结果，即某个频率段内信号重复出现的频率，在自然伽马曲线上，它所反映的是某个范围内的自然伽马值在井段内出现的频率。因而，旋回特征明显的地层单元通过肉眼就可以准确判断，但在更高频成分影响，或者旋回地层单元内测井曲线变化幅度差别不大的情况下，肉眼可能就会显得无能为力，而小波变换这个“数学显微镜”却能够大显身手。

4.2.2.2 巨 1 井上石盒子组下段沉积旋回单元划分

在邢台矿区 DP1 钻孔自然伽马曲线小波变换取得上述认识后，为验证该方法的可靠性，本次研究对位于河北南部鸡泽县附近的巨 1 井也采取同样的方法进行处理。所不同的是，巨 1 井的自然伽马测井数据为数字测井的结果，而不是数字化结果，其数据间隔也为0.125m，分析的井段为 1400～1650m。从录井数据看，该井段为砂、泥岩间互出现的地层单元，其中砂岩以中砂岩、含砾中砂岩为主，泥岩颜色以灰色为主，沉积环境分析为河流相沉积，为多个河道砂岩和泥岩的叠置。

若将其作为一个信号，则该信号长度为2001。如果采取离散小波变换，则其可分解层数最大为$\log_2 2001 \approx 10$层。图 4.6 即为巨 1 井上石河子组 1400～1650m 自然伽马曲线的离散小波变换，其中所用的小波母函数仍为 Daubechies 二进制小波系的 db5。图 4.6A 为原始信号（即 1400～1650m 自然伽马曲线），图 4.6B 为 10 层分解后 10 个尺度（尺度 $a=2^0$，2^1，2^2，…，2^{10}）下小波变换高频成分小波系数染色模式，图 4.6C 为尺度为 64 小波变换高频成分的小波系数。

根据邢台矿区 DP1 钻孔自然伽马曲线小波变换的经验，直接将第 6 层分解的高频成分提取出来与测井曲线上的沉积旋回对比。从第 6 层分解的高频成分小波系数分布特征看，在该井段可划分出 20 个完整的周期，这 20 个周期所对应的地层单元，在 *GR* 测井曲线中大多数都表现为正旋回，其中较为典型的如第 2，3，

4，9个周期所对应的沉积旋回单元，其顶底界都具有较好的一致性。而且几乎每套砂岩（*GR*值较低）的底部，都成为了小波系数变化周期的界限。和DP1钻孔一样也在巨1井中也存在依据小波系数变化周期将一套砂岩分成两个沉积单元的现象，如第14和15个周期对应的地层单元。

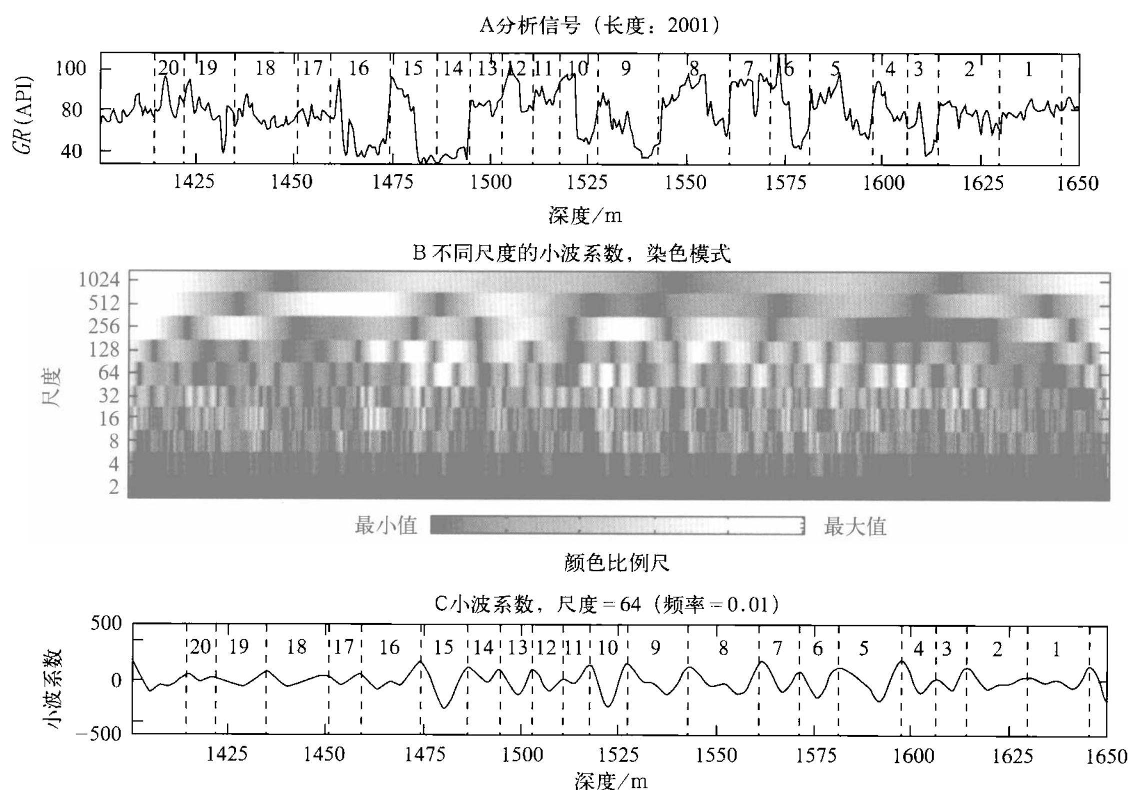


图4.6　巨1井上石河子组1400～1650m自然伽马曲线离散小波变换

Fig.4.6　Discrete wavelet transformation of GR curve (1400~1650m)in borehole JU1

A中序号1～20为沉积地层单元序号；C中序号1～20为小波系数变化周期数序号

从巨1井和DP1钻孔的分析结果来看，在DP1钻孔里用第6层分解的高频小波系数来划分沉积旋回单元，在巨1井中使用相同层数的分解结果，也能够较为合理地划分出沉积单元，且两口井所划分出来的沉积单元基本相当。也就是说，分解层数相同的高频小波系数变化周期，在不同地区所划分的沉积旋回单元有可能属于同一级别沉积事件所形成。通过高频小波系数变化周期划分沉积旋回单元，再结合依据其他资料对每个沉积旋回单元所属的旋回类型进行判断，比如是正旋回还是反旋回，就可以对研究层段内沉积旋回叠加形式有比较客观的认识。

4.3 *GR*曲线小波变换高频成分的基准面意义

前文已对基准面/海平面运动特征作了简要叙述，如Mitchum等（1992）用不同周期和振幅的正弦曲线相叠加的模型阐述了不同级别海平面旋回的叠加，认为若具有较小振幅的高频四级或五级旋回和具有较大振幅的低频三级旋回进行叠加，得到一条复合曲线，该曲线保留了低频三级旋回的基本形态，同时又反映了高频旋回较小幅度的振动。在低频曲线下降阶段，高频曲线的下降幅度增大，而上升幅度减小，在这个阶段，最有可能发育具有不整合面的I型四级层序；在低频曲线上升阶段，高频曲线上升幅度增大，而下降幅度减小，最有可能发育四级准层序或II型四级层序。高频曲线下降幅度最大的位置出现在低频曲线下降速率最大的拐点（inflection）上。由于这个位置与三级海平面下降速率最大的位置相对应，因此，将会形成三级层序界面。然而，这一理论阐述虽然很好地指导了层序地层的研究，但所描述的基准面/海平面变化曲

线却无法从实际资料中获得。本次研究通过与地质分析结果相结合，发现用小波变换分解得到的高频成分间的叠加可以很好地反映基准面/海平面的运动特征。下面通过邢台矿区DP1钻孔和河北南部鸡泽县附近的巨1井的小波分解结果进行说明。

4.3.1 DP1钻孔*GR*曲线小波变换高频成分的基准面意义

4.3.1.1 DP1钻孔*GR*曲线小波变换多尺度分解

邢台矿区DP1钻孔300～475m井段的*GR*曲线由1401个数据组成，以Daubechies二进制小波系的db5为小波母函数进行分解，可将其分解为10层，图4.7中最上部曲线为原始信号（GR曲线），d_5～d_{10}为小波变换的第5～10层分解的高频成分，a_{10}为第10层分解的低频成分，其中，第1～4层分解结果和第5～9层分解的低频成分略去。从分解结果看，第10层分解的低频成分（a_{10}）已基本上为一条略微弯曲的曲线了，也就是说，经过10层分解已基本把该信号的所有周期性高频成分全部被提取出来了。

在本井段的402.5m处为一套巨厚河道砂岩底界面，是本次研究划分的复合层序VI的底界和复合层序V的分界面，这一界限对应于第10层分解高频成分小波系数波谷的位置（图4.7）。

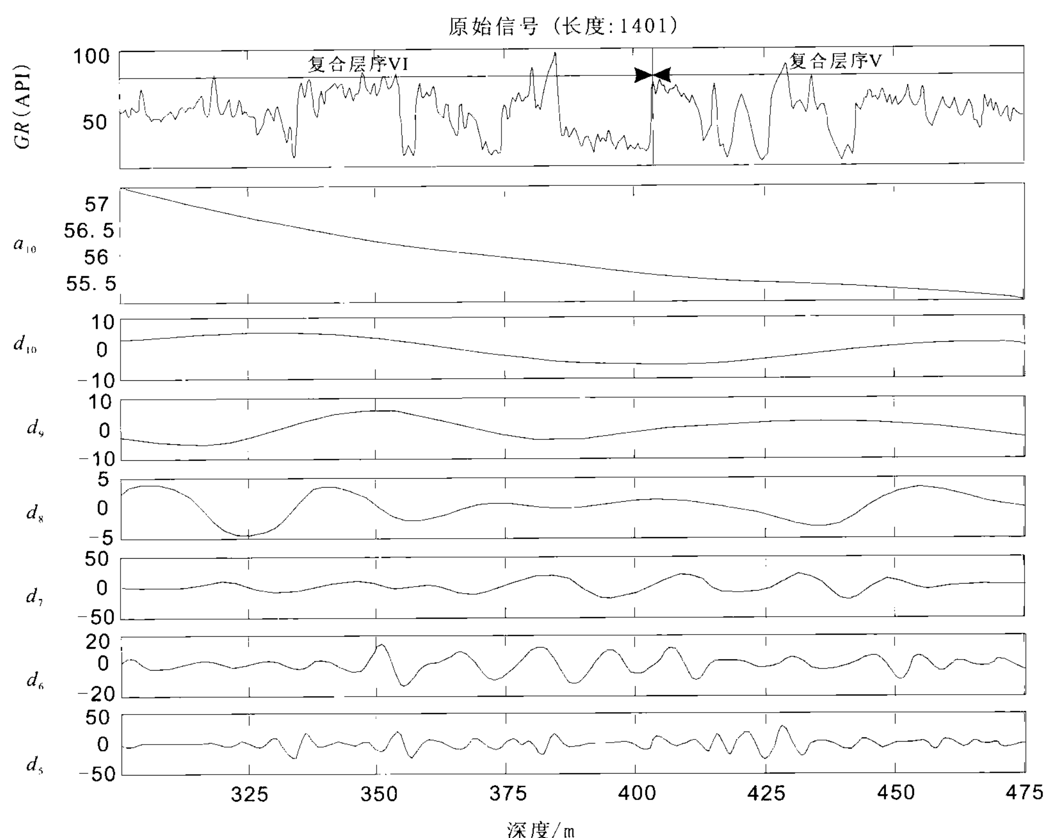


图4.7 邢台矿区DP1钻孔*GR*曲线（300～475m）小波变换第5～10层分解高频成分

Fig.4.7 High frequency of Level 5 to 10 wavelet transform of GR curve(300～475m)in borehole DP1

4.3.1.2 DP1钻孔*GR*曲线小波变换高频成分的基准面意义

从区域层序地层和DP1钻孔层序地层分析，DP1钻孔300～475m的*GR*曲线第10层分解的高频成分小波系数变化周期所对应的地层单元基本与一个三级复合层序相当（图4.7），而第6层分解的高频成分小波系数变化周期基本与四级层序或准层序相当（见前述）。因此，选择这两层分解的高频小波系数进行叠加获得复合基准面变化曲线。

图4.8A为DP1钻孔300～475m的*GR*曲线小波变换第6层分解的高频成分，从波峰看，由16个周期组

成，相对来说，为短周期信号；图4.8B为其第10层分解的高频成分振幅增大10倍后的结果，从波峰上看，由一个半周期组成，相对来说，为长周期信号；而图4.8C则为这两条曲线的叠加，叠加后的曲线保持了长周期波的基本形态，又体现了短周期波的波动特征，且自身也具有其特点，主要体现在：从波峰到波谷的变化过程中，短周期波的上升幅度小于下降幅度，而从波谷到波峰的变化过程中，短周期波的上升幅度大于下降幅度。若假定基底以中等沉降速率沉降，将其与图4.8C中第10层分解的高频小波系数振幅放大10倍后的曲线叠合，就得到图4.9中的复合基准面变化曲线。

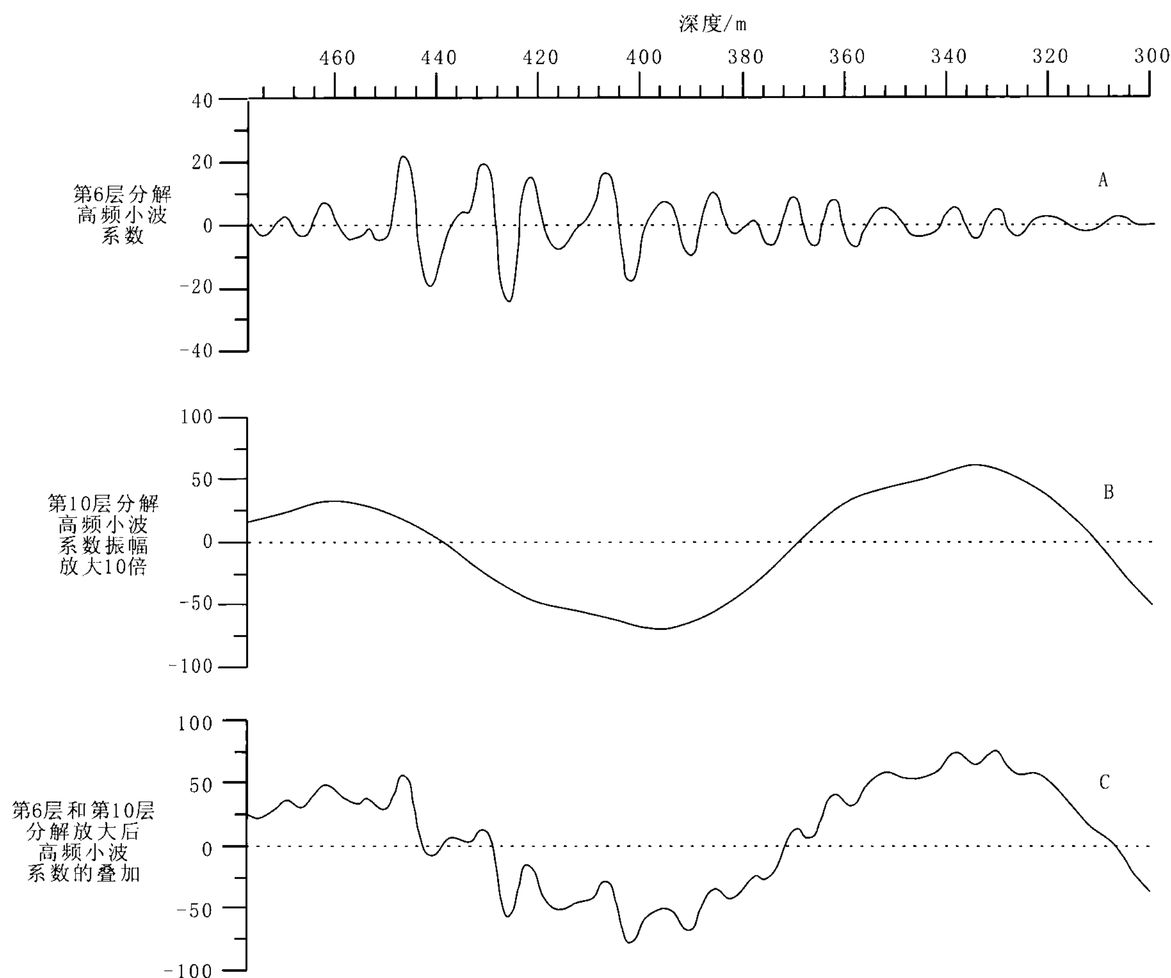


图4.8 DP1钻孔*GR*曲线第6层和第10层分解高频小波系数及其叠加

Fig.4.8 Stacking of level 6 and 10 high-frequency wavelet coefficient of GR curve in the borehole DP1

图4.9即为通过小波变换获得的小波系数叠加曲线与该井段层序地层划分结果的对比。从图中看出，通过这种方式获得的“基准面变化”曲线，其特征与理论上层序发育过程中的基准面变化特征很相似。DP1钻孔300～475m井段主要包含了复合层序V的高位层序组和复合层序VI的低位层序组和海侵层序组，若将该井段*GR*曲线小波变换第6层分解高频小波系数每个周期对应的地层单元视为四级层序或相当的准层序，那么这三个层序组由图中编号为3～15的四级层序或准层序组成。其中复合层序V的高位层序组的底界在复合基准面变化曲线上位于基准面即将上升到最高的位置（图4.9中①的位置），顶界为位于三级基准面下降到接近最低的位置（图4.9中②的位置），在该复合基准面变化曲线上，复合层序V的高位层序发育于三级基准面下降阶段，形成的地层记录为4个四级层序，且均为具有明显下切作用的河流沉积，从每套河流沉积看，自下向上四级层序厚度逐渐增大，河道下切作用不断增强。在这一阶段四级基准面下降幅度明显比上升幅度大。

复合层序VI的底界位于三级基准面下降到接近最低的位置（图4.9中②的位置），图4.9中四级层序7和层序8发育于三级基准面下降到最低的阶段，并组成复合层序VI的低位层序组，之后三级基准面开始上升，并在图中③的位置发生初次泛滥。从位置③到位置④为复合层序VI的海侵层序组发育阶段，共发育了7个四级层序或准层序。在该阶段初期河道比较发育，往后河道减少，而决口扇和泛滥盆地沉积增多（如四级层序14、15），表明随着三级基准面的抬升，可容空间不断增大，沉积物供给减少，河流下切作用逐渐减弱。在这一阶段，四级基准面变化曲线表现出，上升幅度大于下降幅度的特点。当三级基准面上升到达位置④之后，三级基准面开始下降，从而开始发育高位层序组。

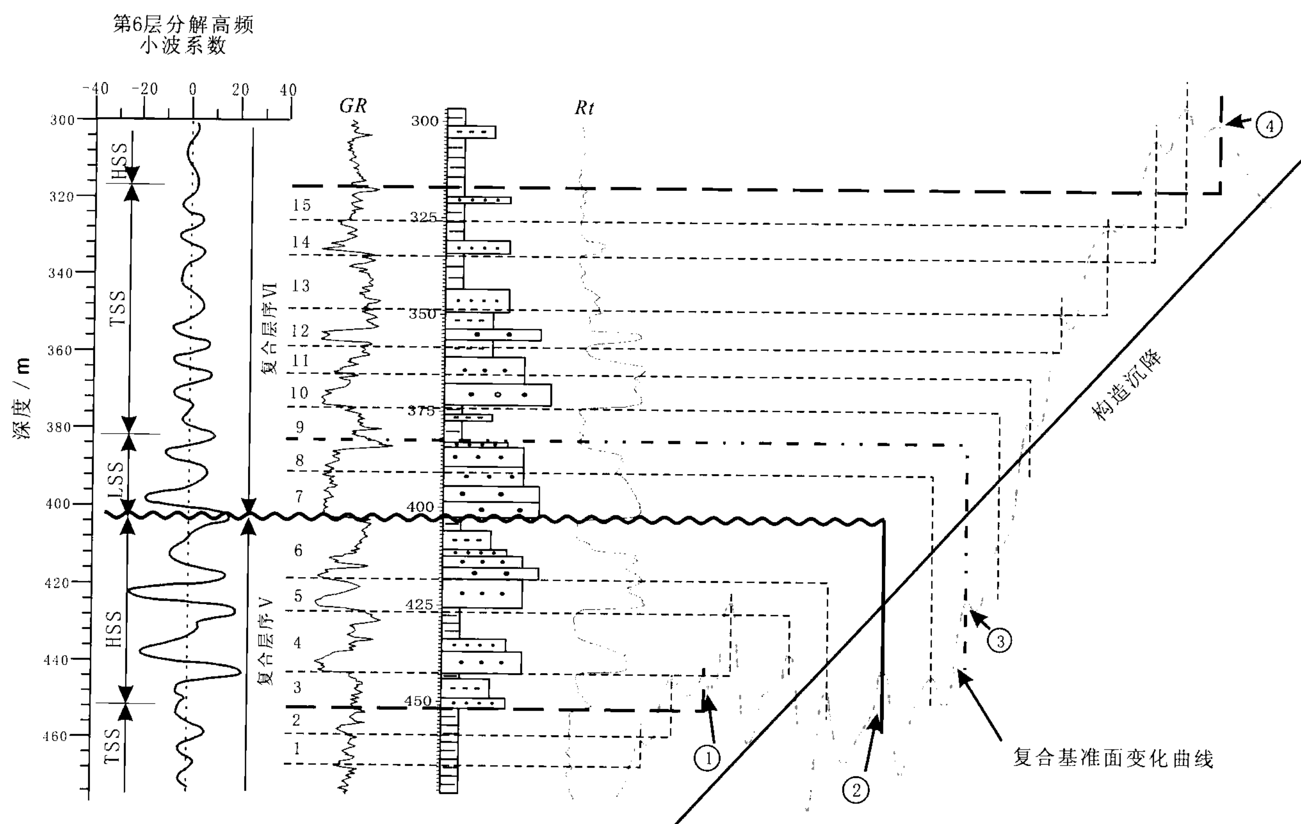


图4.9 DP1钻孔*GR*曲线小波变换高频成分小波系数反映的基准面变化特征

Fig.4.9 Base-level characteristics reflected by the wavelet coefficients of GR curve in the borehole DP1

复合基准面变化曲线由*GR*曲线第10层分解高频小波系数振幅放大10倍后的曲线与第6层分解高频小波系数的叠合；序号1～15为第6层分解高频小波系数周期对应的地层单元

从上面的分析不难看出，在该钻孔复合层序V的高位层序组和复合层序VI的高位层序组基本都发育于三级基准面下降的阶段，复合层序VI的低位层序组发育于三级基准面下降到最低的阶段，而复合层序VI的海侵层序组发育于三级基准面上升阶段。

4.3.2 巨1井*GR*曲线小波变换高频成分的基准面意义

为了进一步验证在邢台矿区DP1钻孔中观察到的现象，本次研究对巨1井也采取了相同的处理方式，通过*GR*曲线小波变换来获取“基准面变化曲线”。

4.3.2.1 巨1井*GR*曲线小波变换多尺度分解

巨1井1400～1650m井段的*GR*曲线由2001个数据组成，以Daubechies二进制小波系的db5为小波母函数进行分解，可将其分解为$\log_2 2001 \approx 10$层，图4.10中最上部的曲线为原始信号（*GR*曲线），$d_5 \sim d_{10}$为

小波变换的第5～10层分解的高频成分，a_{10}为第10层分解的低频成分，第1～4层分解结果和第5～10层分解的低频成分略去。从分解结果看，第10层分解的低频成分（a_{10}）已基本上为一条略微弯曲的曲线了，也就是说，经过10层分解已基本把该信号的所有周期性高频成分全部被提取出来了。

根据层序地层划分结果，该井段包含了复合层序IV上部、复合层序V和复合层序VI的下部，它们的分界线分别位于1613m和1473m。其中复合层序V在第10层分解的高频成分（d_{10}）上基本上对应一个完整的周期，而它们的分界线对应于波谷的位置（图4.10）。

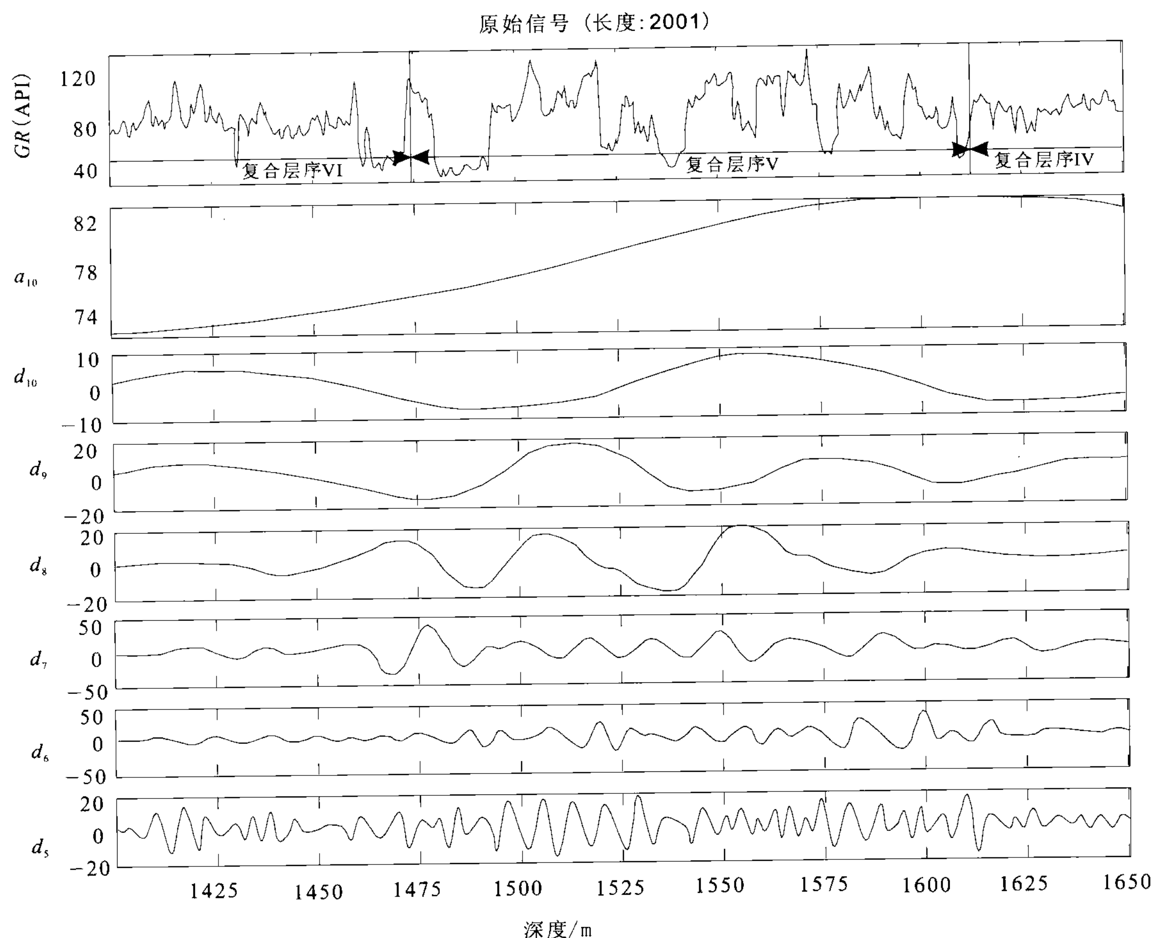


图4.10　巨1井*GR*曲线（1400～1650m）小波变换第5～10层分解高频成分

Fig.4.10　High frequency of Level 5 to 10 wavelet transform of GR curve (1400~1650m)in the borehole JU1

4.3.2.2 巨1井*GR*曲线小波变换高频成分的基准面意义

从区域层序地层和巨1井层序地层分析，巨1井1400～1650m的*GR*曲线第10层分解的高频成分小波系数变化周期所对应的地层单元基本与一个三级复合层序相当（图4.10），而第6层分解的高频成分小波系数变化周期基本与四级层序或准层序相当（见前述）。因此，选择这两层分解的高频小波系数进行叠加获得复合基准面变化曲线。

图4.11A为DP1钻孔300～475m的*GR*曲线小波变换第6层分解的高频成分，从波峰看，由16个周期组成，相对来说，为短周期信号；图4.11B为其第10层分解的高频成分振幅增大10倍后的结果，从波峰上看，由一个半周期组成，相对来说，为长周期信号；而图4.11C则为这两条曲线的叠加，叠加后的曲线保持了长周期波的基本形态，又体现了短周期波的波动特征。

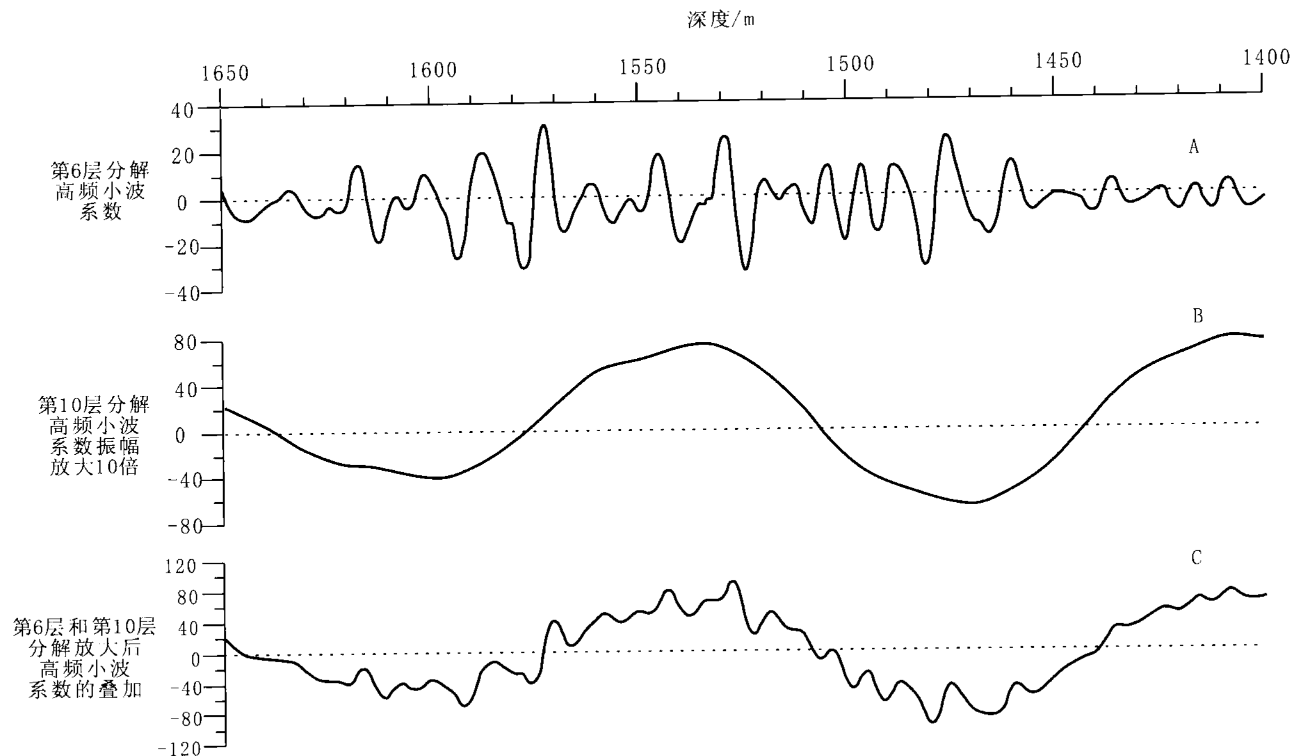


图 4.11 巨 1 井 *GR* 曲线第 6 层和第 10 层分解高频小波系数及其叠加

Fig.4.11 Stacking of level 6 and 10 high-frequency wavelet coefficient of *GR* curve in the borehole JU1

仍然假设基底以中等速率沉降，将其与第 10 层分解的高频成分小波系数振幅增大 10 倍后的曲线和第 6 层分解的高频成分小波系数叠加出来的复合曲线叠加，最终得到三级和四级的“复合基准面变化曲线”（图 4.12）。

根据层序地层分析结果，巨 1 井 1400～1650m 井段包含了复合层序Ⅳ的高位层序组上部、复合层序Ⅴ的低位层序组、海侵层序组、高位层序组和复合层序Ⅵ的低位层序组、海侵层序组。它们的界线与第 6 层分解的高频成分小波系数周期分界线有些错位，但总的位置还是一致的（图 4.12）。

从图 4.12 中可以看出，复合层序Ⅳ的高位层序组对应于复合基准面变化曲线的下降阶段，其顶界位于①的位置，在此位置基准面已下降到接近最低的位置，此处同时也是复合层序Ⅴ的底界，位置①到位置②为这个周期内三级基准面位置最低的阶段，发育了两个四级层序，组成包含一套复合河道砂体的低位层序组。之后三级基准面开始上升，发育海侵层序组。到位置③处为最大海泛面，在位置②到③阶段发育了 4 个四级层序，每个四级层序均由一套砂岩和一套泥岩组成，且自下向上每个四级层序中的砂岩厚度有变薄的趋势。位置③到④复合层序Ⅴ的高位层序组发育阶段，三级基准面由逐渐上升到最高，然后开始下降。在这一阶段发育了 6 个四级层序，其中 10、11 为下砂上泥的组合，而 12、13 则演变为下泥上砂的反旋回。位置④是复合层序Ⅵ的底界，从这里三级基准面又开始一个新的变化周期。同样在基准面较低的位置④和⑤之间形成了低位层序组，往后发育海侵层序组。

从上述分析可以看出，邢台矿区 DP1 钻孔和巨 1 井采用相同的小波变换程序和小波系数叠加方法，所得到的结果基本反映了陆相地层基准面变化的特征。这一认识是仅基于 *GR* 曲线小波变换结果得到的，且该方法的应用范围也比较有限。因此，有可能其使用具有局限性，而且尽管这一方法在本次研究的两口井里得到了验证，但仍然缺乏必要的理论依据。

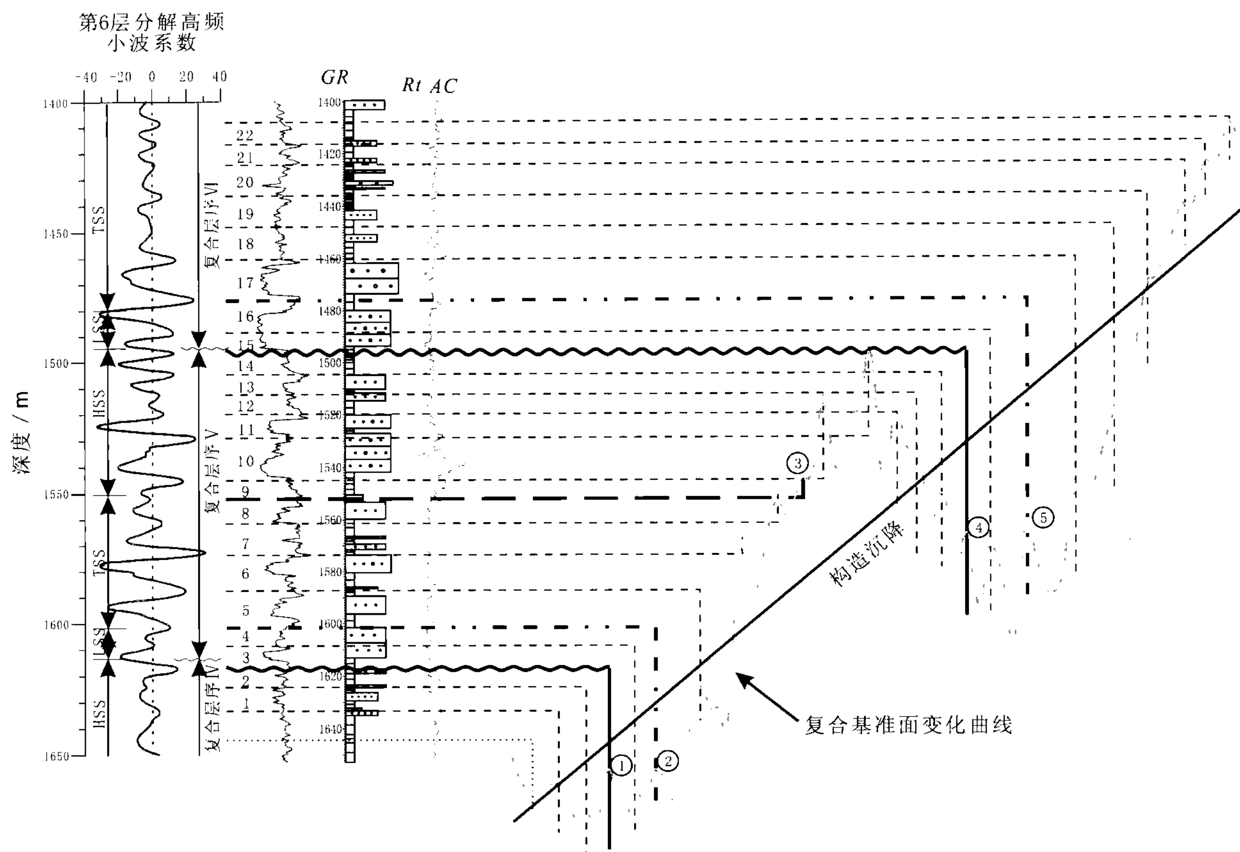


图 4.12　巨 1 井 *GR* 曲线小波变换高频成分小波系数反映的基准面变化特征

Fig.4.12　Base-level characteristics reflected by the wavelet coefficients of GR curve in the borehole JU1

复合基准面变化曲线由 *GR* 曲线第 10 层分解高频小波系数振幅放大 10 倍后的曲线与第 6 层分解高频小波系数的叠合；序号 1～22 为第 6 层分解高频小波系数周期对应的地层单元

4.4 小结

小波变换来源于傅立叶变换，其“数学显微镜”的特性为提取信号中有用高频信号提供了强大的工具，通过离散小波变换的多尺度分解，可以很好地反映信号的周期特征。

利用离散小波变换多尺度分解方法，从DP1 钻孔和巨 1 井 *GR* 测井曲线中提取出的高频周期信号中，第 10 层分解的高频成分小波系数变化周期所对应的地层单元基本与一个三级复合层序相当，而第 6 层分解的高频成分小波系数变化周期基本与四级层序（相当于一个沉积旋回）相当，且其变化特征与理论上所描述的三级和四级基准面变化特征较为相似。

将第 6 层分解的高频成分小波系数应用于沉积旋回单元划分，而将第 10 层分解的高频成分小波系数经过一定处理后与第6层分解的高频成分小波系数叠加用于分析*GR*曲线小波变换高频小波系数的基准面变化特征。

5 古土壤及其古气候和层序地层学意义

古土壤已经有100多年的研究历史了，到目前为止，它已经被应用到古环境、古气候、古生态等众多研究领域。层序地层学被提出后，逐渐地被应用到非海相沉积地层的研究中。不整合面和非沉积作用面是非海相沉积中的重要层序边界，这些层序界面除了利用河道下切形成的侵蚀不整合面来识别外，其他非沉积作用特别是陆上河流沉积环境中暴露成因假整合面的识别，有赖于古土壤的识别。但古土壤并不仅仅表明了沉积物曾经暴露于地表遭受风化，而且由于不同类型的古土壤形成环境不同，因而在一定程度反映了地下水位的高低和古气候条件。为此，古土壤研究不仅可以为层序边界识别提供证据，同时也为基准面变化的分析提供依据。这些方面对于非海相沉积层序研究具有重要的意义。

5.1 土壤学的有关概念

现代土壤学知识是古土壤研究的基础，了解有关的土壤知识有助于更好地认识古土壤。在一定的时间和空间条件下，母岩或母质经风化作用形成土壤的过程叫做成壤作用（pedogenesis）过程，它包括土体内有机质的积聚和分解、矿物的形成和破坏、元素的迁移和变换、土壤剖面结构的形成和发展（杜恒俭等，1980）。影响土壤形成的因素称做成壤因素，主要有气候因素、时间因素、母质因素、地形因素及生物因素等。土壤被定义为陆地表面的一个地质残积层，它是在地表形成的、具有特定矿物或有机质组成的、薄厚不一的层状沉积体，它的形态、物理性质、化学性质、矿物学性质以及生物学性质均有别于母体矿物，这些性质或多或少是与成壤作用有关的（Birkeland，1984）。

地球表面除了海洋、陆地上的各种水体、终年为冰雪所掩盖的地面以及岩石裸露的地方外，其余地方均被土壤覆盖着，所以土壤是人们最常见的一种自然物质。土壤有两个基本特性（南京大学等，1980）：一是土壤具有肥力，即供给植物生长发育所必须的生活条件的能力，这是土壤所特有的；二是土壤形成于地表，只要是土壤，就必定在地表暴露过。从成因角度看，土壤是在风化产物（母质）的基础上经过成壤作用逐步发育形成的风化壳最表层的地带。

土壤分为自然土壤与耕作土壤两大类，前者是指未受任何人为因素影响的土壤，古土壤即属此类，是我们研究的对象；而后者是指经人为因素改造过的土壤。

对土壤的描述包括土壤形态、土壤剖面及土壤类型三个方面。土壤形态就是指土壤的外部特征，包括土壤的颜色、质地（即颗粒的粗细）、结构、坚实度、干湿度、孔隙状况以及土壤中的新生体和层次分化情况等。土壤形态是在土壤的形成过程中产生的，它是内部过程的外在反映，是推断土壤形成过程、判断土壤所处发育阶段的依据。

5.1.1 土壤的形成

成壤作用过程主要包括化学成分的淋溶与淀积作用过程、细粒物质的机械淋洗作用过程、有机质的累积与腐殖质化和矿化过程、潜育化过程、氧化-还原过程、土壤混合与分异过程等（张凤荣和马步洲等，1992）。土壤是由残积物的表层经成壤作用形成的，即残积物的表层通过生物风化、物理风化和化学风化作用发生了物质移动和能量转化。它包括了土体内有机质的积聚和分解、矿物的形成和破坏、元素的迁移和变换、土壤剖面结构的形成和发展，这一切构成了土壤的形成过程。影响土壤形成发育的因素主要有气候、母质成分、生物类型、地形高差、成壤作用时间长短等。

土壤形成过程的基本规律是统一的，但由于成壤条件的复杂性，决定了成壤作用的内容、性质及其表现形式多种多样。根据土壤形成过程中的物质（能量）迁移、转化过程的特点，可将土壤的形成过程，划分成以下几种主要类型（李天杰等，1983）。

1）原始土壤的形成。在裸露的岩石表面或薄层的岩石风化物上出现的由低等生物引起的生物小循环，从而使母质具有肥力，并为高等植物的生长发育创造了条件。这是土壤形成作用的起点。

2）土壤灰化过程。在寒带或寒温带针叶林植被条件下，气候温和湿润，强烈的酸性淋溶作用，造成土壤表层除石英外的其他矿物被淋失或从土体排出，结果在残落物层下部，形成强酸性的灰白色土层（称为灰化层）。

3）土壤粘化过程。在温湿气候条件下，土壤形成过程发生强烈的原生矿物分解和次生矿物的生成，形成了富含粘土矿物的土壤层。

4）富铝化过程。在热带、亚热带高温多雨并有一定干湿季节的条件下，硅酸盐发生强烈水解，使铝、铁（锰）等元素在碱性风化液中发生沉淀，造成铝、铁（锰）氧化物在土体中残留或富集，使土体呈红色，甚至形成氧化铁富集层。

5）钙化过程。在干旱、半干旱气候条件下，土壤形成的水分条件是季节性淋溶，使风化产生的易溶性盐类大部分淋失，硅铁铝等氧化物在土体中基本上不发生移动，而最活跃的元素钙（镁），则在土体中发生淋溶、淀积，并在土体的中、下部层位形成一个钙结层。

6）泥炭化过程。在地下水位很高或地表有积水的沼泽地段，湿生植物因缺氧环境不能彻底分解，而以不同分解程度的有机残体累积于地表，形成一个泥炭层或粗腐殖质层。

7）潜育化过程。这是某些终年积水的土壤（或土层）形成过程中经常发生的一种成壤作用。由于土层长期积水，造成缺氧环境，高价铁、锰被还原为低价铁、锰，可使土层颜色变为青灰色。轻微、短暂的潜育过程则产生红色夹灰绿、橘黄色斑点。

8）盐化过程。即各种易溶性盐类在土壤表层逐渐积累的过程，是干旱气候下的作用特征。

5.1.2 土壤形态与土壤剖面

土壤形态就是指土壤的外部特征，包括土壤的颜色、质地（即颗粒的粗细）、结构、坚实度、干湿度、孔隙状况以及土壤中的新生体和层次分化情况等。土壤形态是在土壤的形成过程中产生的，它是内部过程的外在反映，是推断土壤形成过程、判断土壤所处发育阶段的依据。

土壤是气候、地形、生物、母质和时间共同综合作用的结果。随着土壤形成过程的进行，原来相对均质的母质发生分异，形成不同的土壤发生层。上述基本成壤过程或它们的组合（混合过程除外），都形成一种相应的土层。如钙的淋溶与淀积将会形成钙积层，潜育化过程形成潜育层等。

土壤剖面是自地面垂直向下直到母质层或母岩的土壤垂直切面，在理想状态下，由腐殖质层（O层）、淋溶层（A层）、淀积层（B层）、母质层（C层）和母岩层（R层）组成（图5.1和表5.1）。其中，O层是在矿质土表以下由分解的根系形成的土层，是一种矿质土层，有机质腐殖质化后以细颗粒形式分散于矿质颗粒中，其颜色比下伏土层暗、有机质含量也较高；A层为粘粒、铁和铝淋失而石英等抗风化的矿物颗粒相对增加的层次，它以较低的有机质含量和较淡的颜色而区别于其他土层，常与灰化过程有关，又被称为淋

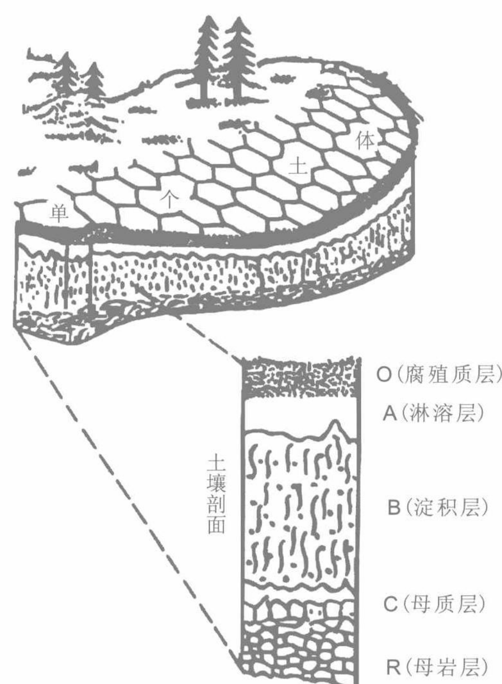


图5.1 土壤发生层剖面

Fig.5.1 Section of soil genetic horizons

（据黄昌勇，2000）

溶层或灰化漂白层；B 层包括一个有硅质粘粒、铁、铝或腐殖质富集的沉积层（从其他层次如A层中移入）或富集的暗、深红色三氧化物、二氧化物或硅酸盐粘土层，若土壤体积随土壤湿度的变化而变化，可形成团粒状、块状或棱柱状结构体。一般意义的土壤，主要包括O层、A层和B层构成的土体（solum），不包括母质层（C层）和母岩层（R层）。在古土壤中，由于土壤层被侵蚀的现象比较普遍，而B层一般都能被很好地保存下来，所以，常常以B层特征作为古土壤类型识别的诊断层。不同的土壤发生层组合构成了各种各样的土壤类型。

表 5.1　土壤剖面结构简表

Table 5.1　A simple table showing the structure of soil profile

主要层次（由上至下）	亚层组成	特征描述
矿质土壤的有机质层（O层）	O_1层	疏松的落叶和未分解的植物枝叶的残落物
	O_2层	垫状的已部分分解的有机物质
矿物质层（A层）	A_1层	矿物质淋溶层，含有大量粉碎的很细的有机质，从而使土壤呈深暗的颜色，以矿物颗粒为主，有的含有机残余物
	A_2层	浅色淋溶层，显示出最大淋溶的层次，在许多酸性的森林土中最显著，大部分草地土壤缺乏这一层次或发育极弱
	A_3层	为与A_2层相似的过渡层
淀积作用层（B层）	B_1层	淀积作用不太明显，为与B_2层相似的过渡层
	B_2层	硅酸盐粘土矿物积累作用最大，块状结构发育最好或是两者均有
	B_3层	为向C过渡的层次
不包括基岩的矿物质层（C层）	——	和土体原状相似，明显的没有地质的不整合现象，比较疏松
基岩层（R层）	——	为下垫的固结的基岩，如花岗岩、砂岩或石灰岩，坚硬致密

（据H.D.福斯，1984）

上述剖面次序是理想的土壤剖面，在实际的情况中，各层次可能发育不全或分化不清，这就取决于土壤形成的全过程了。

5.1.3　土壤的分类

土壤分类是将外部形态和内在性质相同或近似的土壤并入一定的分类系统，以正确地反映土壤之间以及土壤与环境之间在发生上的联系。目前世界上的土壤分类主要有：中国的土壤分类、原苏联的土壤分类、西欧的土壤分类、联合国教科文组织粮农组（FAO-UNESCO）的分类以及美国的土壤分类。在古土壤的研究中，引用较多的是美国农业部的分类方案（表5.2）。

5.1.4　土壤发育程度与土壤成熟度的概念

土壤的发育包括土壤的个体发育、土壤的系统发育及土壤的演替。土壤的个体发育，是指具体的土壤从岩石风化产物或其他新的母质上开始发育的时候起，直到目前状态的真实土壤的具体历史。在不受加速侵蚀或其他作用破坏的情况下，经过若干时间，这种具体土壤会历经幼年土或发育微弱的土壤而达到成熟阶段，最后进入当地典型土壤的行列。土壤的系统发育，是指土壤的发生类型在漫长的地质时期内的发生和发展过程，也即是土壤和环境因素之间在漫长的地质时期内辩证的发生和发展、不断产生新的土壤类型的过程；土壤的演替，指的是由于当前地理环境的变化而引起的土壤或它们在一地区的组合由一种类型转变为另一种类型，或者说一种类型被另一种类型所代替的过程，引起土壤这种变化的条件中，气候和地形的变化有着特别重要的意义。

研究古土壤时，土壤成熟度是比较重要的概念。土壤成熟度，是指土壤个体的发育程度或演化阶段，即土壤接近于与环境条件达到平衡的程度，这种平衡一般是气候、母质、地形、生物、时间的各种因素的综合作用的结果。土壤发育程度用土壤剖面分异程度加以确定，土壤剖面发生层次明显和层次厚度较大的，说

明土壤发育程度较高；反之，则较低。土壤成熟度既是古土壤的高度综合的描述词，又是古土壤在地质科学中应用的重要"参数"。这里所说的土壤成熟度，是针对整个土壤剖面而言的，而不是指剖面上某一个点的土壤成熟度，尽管局部的成熟度与整个剖面的成熟度是紧密相关的。Retallack（1988）根据成壤作用进行的程度及其体现的土壤剖面特征，将古土壤成熟度划分成五个级别（表 5.3）。

通常用土壤的绝对年龄和相对年龄来反映土壤形成的时间长短，土壤的绝对年龄应从土壤在当地新风化层或新母质上开始发育的时候算起，而相对年龄可由个体土壤发育的程度来决定。

表 5.2 美国农业部土壤分类土纲

Table 5.2 The soil orders in the soil classification of the American Ministry of Agriculture

土 纲	意 义	类似的常见土壤	特 点
新成土（entisol）	近代土壤	泛域土和一些腐殖质含量低的土壤	受成土因素的影响极小，剖面性质很大程度上继承母质的特性
变性土（vertisol）	倒转的土壤	热带腐殖质黑粘土	膨胀收缩性大的粘质土体
始成土（inceptisol）	开始形成的或幼年土	暗色火山灰土、酸性棕色土、某些棕色森林土、腐殖质含量低的潜育土及腐殖质潜育土	成土因素对土壤发育的方向的影响不明显或很微弱，但已有土层发育，一般无明显的淀积作用
旱成土（aridisol）	干旱土壤	荒漠土、红色荒漠土、灰钙土、盐土、某些棕钙土和浅红棕钙土以及伴生的碱土	全年土壤湿润时间不超过3个月，有机质含量低，有一淡色表层，常伴有一个以上的诊断层，如粘化层、钠质层、雏形过渡层、钙积层、石膏层、积盐层等
软土（mollisol）	软土	栗钙土、黑钙土、湿草原土、黑色石灰土、某些棕钙土、棕色森林土和伴生的碱土及腐殖质潜育土	具有黑色、富含有机质、盐基含量高的松软表层；变质层或粘化层的盐基饱和度大于50%。其成壤作用的特征是有机质和钙的积聚
灰土（spodosol）	灰（灰壤）土	灰壤、棕色灰化土和潜水灰壤	具有活性铁、铝和非晶质粘粒及腐殖质的淀积层，其综合特征为灰化作用
淋溶土（alfisol）	淋余（铁铝）土	灰化灰棕壤、灰色森林土、非钙质棕壤、退化黑钙土以及伴生的粘盘土和半沼泽土	具有灰色至棕色的表层，有粘粒淀积层，盐基饱和度中至高度
老成土（ultisol）	最终的（淋洗过的）	灰化红黄壤、红棕色砖红壤性土（美国的）以及伴生的粘盘土和半沼泽土	植被和母质对土壤发育的影响方式与淋溶土相似，但其风化和淋溶程度更高些。通常盐基不饱和，其综合特征为强风化及灰化
氧化土（oxisol）	氧化土	砖红壤性土壤、砖红壤	热带地区高度风化的土壤，有非活性晶化粘粒、游离氧化铁铝和高岭土的淀积
有机土（histosol）	组织（有机）土	沼泽土	富含有机质的土壤

（据 H.D.福斯，1984）

表 5.3 古土壤成熟度分类

Table 5.3 Classification of the maturity of paleosol

古土壤成熟度	特 征 描 述
微弱发育	成壤变化很少，保存大量母岩的沉积构造、变质构造、火成构造等
弱发育	有根土层（A 层），或地表下略微发育有模糊的粘化层、钙质层，或发育地表有机层，但尚未到如 USDA 定义的泥土或钙结层程度
中等发育	有根土层（A 层），地表下面有明显的粘化层、钙质层，或有符合 USDA 定义的泥土的地表有机层，或有钙质层，并可见碳酸钙结核和细脉
强发育	地表以下发育红色厚层粘土层或潮湿层（B 层），或地表发育有机表土层（煤层或泥炭），或发育完整的土壤结构，或有由互相连接的钙结核组成的连续层
极强发育	地表以下发育非常厚的粘土层（B 层），或地表发育非常厚的有机表土层（煤层或泥炭），或呈角砾状的碳酸钙层，在碳酸钙层上部常可见到碳酸盐质豆粒

（据 Retallack，1988）

5.2 古土壤及其研究方法

5.2.1 古土壤的基本概念

5.2.1.1 古土壤的基本概念

土壤是由厚度不同的矿物质和/或有机质层组成的自然体，其在微形态学、物理学、化学、矿物学以及生物学特征上不同于母质，至少其中部分特征是成壤作用形成的（Birkeland，1984）。古土壤（或称化石土壤）是古气候环境（气候、生物群落、地形和时间等）条件下，地表暴露的岩石或沉积物经过物理、生物、化学等成壤作用改造而形成的土壤，是过去地表景观所形成的土壤（Valeutiue和Dalrymple，1976；Wright，1986）。虽然最早研究的是第四纪土壤，但大多数古土壤都发现于沉积岩中（Kraus，1999），至今在地层中可识别出的古土壤最早可以追溯到前寒武纪。土壤或古土壤能够形成是因为有相对稳定的地表条件，它们的存在标志着地层沉积的中断或暴露面的形成；它们也可以在沉积速率小于成壤速率的陆地沉积环境中形成。因此，土壤或古土壤最终反映了沉积、侵蚀和非沉积作用之间复杂的相互作用关系。

早在19世纪20年代，就有关于化石土壤（fossil soil）的报道，认为英国南部晚白垩世的Great Dirt层是形成于过去的土壤（Webster，1826）。

到了20世纪30年代，Taylor（1933）等也认识到新西兰古土壤的存在，他们根据古土壤的颜色、构造、矿物含量及风化程度等特征对其进行描述和追踪；而Arkell（1947）根据保存的硅化木根，认为前面提到的英国南部晚白垩世的Great Dirt层为森林型土壤。Ritzma（1955）、Schultz等（1955）和Pettijohn（1966）等着重于识别北美第三纪及更老沉积中特征显著、发育完好的古土壤或古土壤发生层，认为古土壤标志着主要的不整合或至少是代表连续沉积中的相对较长时期的不整合。Richmond（1962）和Morrison（1964）于60年代建立了较完善的第四纪土壤地层学，使古土壤在第四纪地层和古环境研究中得到广泛应用。在这一时期，人们已认识到概念的不同易引起混淆，Morrison于1965年提出了用“geosol”代替“soil”，“soil”泛指所有的土壤，而“geosol”则是指地层层序中的被全部或部分埋藏的土壤。

进入20世纪70年代以后，对古土壤的研究日渐深入，并在古土壤的识别（Buurman，1975）、指示古气候（Allen，1973；Steel，1974；Hubert，1977）、推测沉积速率（Leeder，1975）及其作为地表演化的重要组成部分（Allen，1974；Leeder，1976；Retallack，1976）等方面作了有意义的探讨。

Wright于1986年再次提出土壤与古土壤的区别：土壤是指在地表形成的、与下伏物质在形态、物理、化学及生物特征方面不同的、由有机和无机物质聚集而成的自然体；古土壤是指在近地表或成壤过程改造过的土壤。Campbell（1986）和Perciral（1986）论述了古土壤的识别方法及存在的问题，并用垂直剖面说明了英国北部晚石炭世古土壤成壤过程的交替发生。Kemp（1986）和Macphai（1986）尝试着用微地貌技术识别和解释古土壤。Kraus和Bown（1986）在层序地层学方面通过对河流相地层中的古土壤在河流年代分辨率中的重要性的研究，阐述了河流沉积物的地质历史。Retallack（1986）在古土壤随时间演化方面做了综合论述，并说明目前可辨认的最古老的古土壤形成于31亿年前。

从年代分布上，人们将古土壤分为两大类别：一类为第四纪古土壤，另一类为第四纪以前的古土壤。因为土壤是第四纪最普通的地貌，分布广泛，是划分地层良好的沉积物标志（Richmond，1962；Mahaney，1978），因此对第四纪古土壤的研究曾是古土壤研究的主要内容，所采用的方法和概念为第四纪以前古土壤的研究提供了重要的指导作用。随着对古土壤研究的不断深入，人们对古土壤的成因有了比较全面的认识，并进一步将古土壤按成因分为一系列更为详细的类型。

在对古土壤进行识别的过程中，人们不约而同地用现代土壤的分类方法来描述和区别古土壤的不同类型，目前采用较多的是美国农业土壤调查部（the United States of Agriculture Soil Survey）的土壤分类（1975）和联合国教科文组织粮农组（FAO-UNESCU）的分类（1974）。

20世纪80年代以来，人们对第四纪以前古土壤甚至是前寒武纪古土壤的认识更加深入，尤其是对古土壤的应用方面更加重视，对古土壤的古气候、古环境、沉积作用及层序地层学等方面的意义进行了一系列

的探索。如Wright（1989）提出的古土壤识别标志；Cecil（1990）以古土壤作为一类标志解释古气候对地层韵律性沉积的控制，认为气候是陆源沉积物流入沉积体系的重要控制因素，地层韵律性沉积不仅与海进—海退事件及构造作用有关，还与古气候周期性变化有关；Gibling（1994，1996）发表一系列文章，论述加拿大悉尼盆地晚石炭世的古河谷、钙结层、煤层以及古生物组合在古气候、古环境、层序边界划分等方面的研究意义；Ghosh（1996）根据印度中部的晚石炭世古土壤的研究揭示其古地貌学和古气候的意义；Wright和Marriott（1996）对冲积沉积形成的土壤进行定量分析，并应用于英国老红砂岩的对比；Wright（1996）论述了潮缘碳酸盐岩的层序地层格架中古土壤的发育特征。

20世纪90年代以来，人们在加强成土作用研究（Brady和Weil，1999）的同时，对第四纪以前古土壤，甚至是前寒武纪古土壤的认识更加深入，尤其是对古土壤的应用方面更加重视，对古土壤的古气候（Cecil，1990）、古环境（Gibling和Bird，1994；尹国勋等，1996；McCarthy和Martini等，1998）、沉积作用（Wright和Marriott，1993）、地层对比（叶良苗和裘亦楠，1991；魏钦廉等，2006）及层序地层学（Wright和Marriott，1993；Wright，1996；Aitken和Flint，1995；McCarthy和Plint，1998；杨利军和邵龙义，2002；邵龙义等，2005）等方面的意义进行了一系列的探索。

我国对第四纪的古土壤（黄土）进行了大量研究，对其成因、类型及分布获得了有价值的认识。吴正、王为（1997）通过对第四纪古土壤的分析，论述了华南沿海老红砂是由海岸风沙堆积在间冰期发生红化作用而成。对第四纪以前的古土壤的研究较少，目前仅有少数几篇文章报道。例如，叶良苗、裘亦楠（1991）将河流相古土壤的研究应用于河流沉积地层的对比，尹国勋、张汉瑞（1996）对河南省晚三叠世古土壤的识别标志及成因的研究，黄乃和等（1994）对广西晚二叠世碳酸盐岩型煤系中的古土壤的研究，以及邵龙义等（1998）对河北南部晚古生代地层中古土壤的研究。

虽然国内外在古土壤方面的研究已经比较深入，取得了一些比较成熟的结论，但是仍有许多方面的问题值得进一步探讨，这主要表现在：①对露头剖面中古土壤研究较多，而忽略了对油气及煤田勘探中井下古土壤的研究；②对海陆交互相含煤岩系中的古土壤研究较少；③关于古土壤在高分辨率层序地层学中的应用几乎没有，对其在油气及煤田勘探中的指导意义的研究也很有限。

5.2.1.2 关于残积物、古风化壳、古土壤

从地球的地质演化过程来说，古土壤形成于地质大循环和生物、水文学小循环过程。在地质大循环中，首先火山岩或变质岩经风化形成一次风化壳，一次风化壳经成土作用形成残积土，或一次风化壳被搬运堆积形成非固结沉积物之后，再经成土作用形成运积土。一次风化壳被搬运后形成的非固结沉积物或者经埋藏成岩作用而固结成沉积岩，或者再次经搬运堆积，形成二次风化壳。而固结的沉积岩也会经受风化作用而成为二次风化壳，这两种途径形成的二次风化壳，经成土作用的改造后可形成残积土。在地质循环过程中，火山岩、变质岩和固结的沉积岩经风化作用形成一次或二次风化壳，风化壳再在生物和水文循环作用下形成土壤（图5.2）。

地壳最上部发生风化作用的地带，叫做风化带。在风化带内，风化作用使岩石崩解、蜕变，形成了一种新的、未经移动的松散堆积物，叫做残积物。由残积物所形成的覆盖于地壳表面的外壳叫做风化壳，根据风化作用阶段和发育程度的不同，可将其划分为四个主要类型：①岩屑型风化壳；②硅铝-硫酸盐型及硅铝-碳酸盐型风化壳；③硅铝粘土型风化壳；④砖红土型风化壳。土壤是风化壳最表层的地带。

古风化壳是埋藏在地表以下的风化壳，它可以作为判断古地形的依据。风化产物的淋滤强度、风化壳的厚度和保存程度都与地形有关，地形还会影响气候、植被、土壤层的差异，并影响到风化壳的发育特点；它代表了一个较长的沉积间断，可以作为划分、对比地层的标志之一。

过去形成的土壤，被较新的沉积物覆盖埋藏，叫做古土壤或埋藏古土壤。土壤形成后极易遭受冲刷或因地表条件发生变化而改变原来特性。因此，形成古土壤应具备以下几个条件：

1）必须有一个沉积间断，以利于土壤的形成；

2）形成后未经强烈的侵蚀冲刷；

3）很快就被其他沉积物覆盖，不再受地表条件变化的影响。

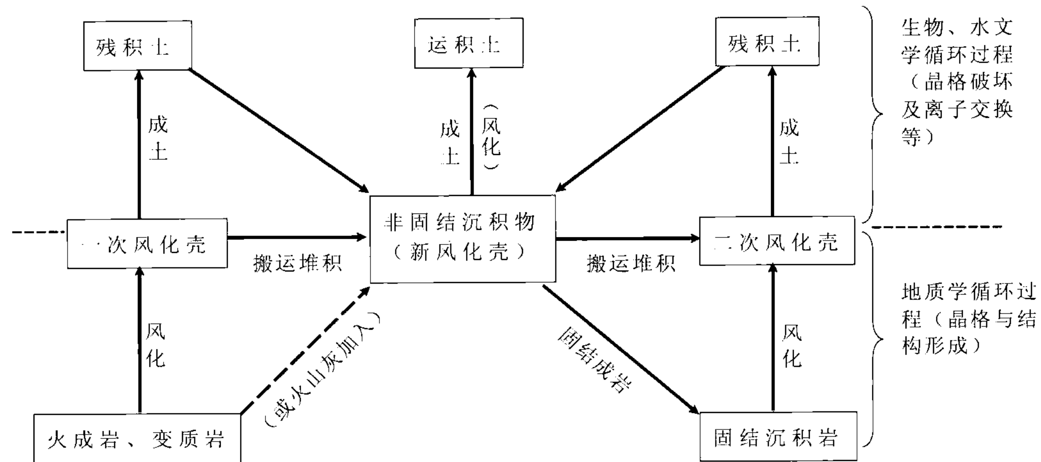


图 5.2 古土壤形成的两种循环过程
Fig.5.2 Two cyclic processes of the formation of palaeosols
（据松井，1966；转引自陆景冈，1997）

与现代土壤相比，古土壤具有以下特征：

1）经过后期的破坏保留不完整；

2）古土壤被埋藏后，腐殖质易分解以至消失，而使 A 层颜色变浅；

3）若土壤层被迅速深埋，腐殖质则易炭化，使古土壤染成黑棕色（可据此推知沉积速度）。

由于以上三点，在研究古土壤时一般只能从 B 层的特征来识别古土壤的存在和类型。

古土壤一般都不能保留有机层，只有固结的或半固结的淋滤层和淀积层被保留下来。古土壤经历的时代越多，次生变化也越大，现代土壤的特点也就越少。

古土壤按产状可分为埋藏型古土壤（buried palaeosols）、残余型古土壤（relict palaeosols）和侵蚀裸露型古土壤（exhumed palaeosols）。埋藏型古土壤，是指在过去地表景观中形成的、随后被更新的沉积物或岩石所埋藏的古土壤，这类古土壤没有被明显侵蚀过；残余型古土壤，是指在过去地表景观中形成的、随后没有被更新的沉积物所覆盖的古土壤，其形成时间为原始景观存在时到现今；侵蚀裸露型古土壤，是指在过去地表景观中形成的并随后被埋藏，但后来又因上覆沉积被侵蚀而再次裸露于地表的古土壤。残余型和侵蚀裸露型古土壤因暴露地表，接受后期成土作用的影响，为不同成土环境叠加作用的结果，用于恢复古环境的难度较大（黄成敏和王成善，2006）。埋藏型古土壤相对受后期成土作用的影响少，记录的古环境信息相对单一，且保存较好，故本书所研究的古土壤主要是埋藏型古土壤。

5.2.2 古土壤分类

古土壤在其形成和随后的埋藏过程中，受一些地质作用过程的影响而使土壤形状发生改变。这些过程包括侵蚀、搬运、固结等这样的物理过程和将新土壤粘结成埋藏古土壤的化学过程。另外，如胶结作用这样的成岩作用过程也会使早期形成的土壤岩化。因此，土壤的结构、孔隙性、粘土矿物类型及含量、可溶盐类物质的出现或缺失，都将在埋藏过程中或埋藏后受到岩化作用的影响（Olsen 和 Nettleton，1998）。利用现代土壤系统分类方法来分类古土壤将失去可操作性。

Nettleton 和 Brasher 等（1998）、Nettleton 和 Olsen 等（2000）认为，在多数情况下，土壤层理、土壤结构、根迹和蠕虫迹等微形态特征抗改造能力较强，可作为良好的古土壤分类标志。同时，抗风化矿物含量及抗风化矿物的风化程度也是较好的分类标志。为此，他们利用野外观察特征、实验室分析特征以及微形态特征，来进行古土壤土纲（soil order）的划分，而将全化学分析作为盐基和粘土矿物含量估测的辅助手段。Nettleton 和 Brasher 等（1998）、Nettleton 和 Olsen 等（2000）以上述标志为主要分类依据，参照现代土壤系统分类的检索分类方法，提出了古土壤的分类方案（表 5.4）。

表 5.4 古土壤土纲分类特征表

Table 5.4 Classification key to the palaeosol orders

分类检索特征	土纲
(A)古土壤： (1)位于古土壤顶面之下30～50cm的心土层中无火山灰土特性，如果没有岩化，在该深度范围内有有机质层，或如果没有岩化，可在任何深度出现有机质层；或者 (2)如果岩化，干燥时其色标≤5，色度≤4，燃烧后质量损失≥20%	古有机土 (palaeohistosols)
(B)其他古土壤： (1)在灰化淀积层之上有漂白层，但无粘化层或高岭层；或者 (2)在灰化淀积层之上有漂白层，但无粘化层或高岭层，具有一定厚度的灰化淀积层，位于古土壤顶面之下30～50cm的亚表层中无火山灰土特性；或者 (3)在薄片观察中，具有粉沙小球粒和破裂包膜的砂粒占20%或更高比例，或者有铝质和有机质胶结，有或无铁质胶结物	古灰化土 (palaeospodosols)
(C)其他古土壤： (1)位于古土壤顶面之下30～50cm的心土层中有火山灰土特征；或者 (2)有≥5%的火山玻屑，NaF土壤pH值为9.3，缺乏碳酸盐；或者 (3)如果岩化，在薄片观察中，在一个方形范围内，直径在0.02～2.0mm范围内的火山玻屑≥5%	古火山灰土 (palaeandisols)
(D)其他古土壤： (1)有氧化层无高岭层；或者 (2)在细粘土组分中粘粒含量≥40%，有无粘土泥皮的高岭层；或者 (3)有具有1:1型粘土矿物的微结构，且骨架颗粒中抗风化矿物含量≥90%，缺乏粘土泥皮（淋溶粘化层）	古氧化土 (palaeooxisols)
(E)在古土壤顶面以下1m范围内，无粘化层、高岭层、石化钙积层或石化石膏层或硬磐，但具有以下特征的其他古土壤： (1)25cm或更厚的土壤层具有：a.滑擦面靠得很近以致相互交叉；或b.呈楔形合并，且其长轴倾角为10°～60°；或c.碗形，滑擦面横向跨度达几米，并且 (2)除非已石化，否则在细粘土组分中含有30%以上的粘粒	古变性土 (palaeovertisols)
(F)其它古土壤： (1)在古土壤顶面以下1m范围内，具有一个或多个以下特征层：石化钙积层或石化石膏层、或硬磐；或者 (2)在古土壤表层具有一个多孔层；或者 (3)在上部B层中有絮凝粘化层和/或絮凝弓形丘疹状构造；或者在古土壤表层具有沙漠砾石层	古旱成土 (palaeoaridisols)
(G)具有粘化层或高岭层的其他古土壤，且有： (1)在10cm厚心土层中极细砂组分或粗粉砂组分中，阳离子交换量与粘粒比值＜0.4，可风化矿物含量＜15%；或者 (2)粘土矿物中的50%或更高比例由高岭石组成；或者 (3)在粘化层上部10cm内盐基饱和度＜18%；或者粘化层下部盐基饱和度＜35%；或者(如果已岩化) (4)微结构具有淀积粘粒特征和高岭石，骨架颗粒中抗风化矿物含量≥85%	古老成土 (palaeoeldisols)
(H)其他古土壤： (1)具有松软表层，且(如果没有固结) (2)180cm范围内盐基饱和度≥50%；或(如果已固结) (3)在≥20cm厚的土层中具有软土色；且 (4)在砂或粉砂中可风化矿物≥20%	古软土 (palaeomollisols)
(I)具有粘化层或碱化层的其它古土壤，且具有： (1)在10cm厚的心土层中极细砂组分或粗粉砂组分中，阳离子交换量与粘粒比值≥0.4，可风化矿物含量为15%；或者 (2)粘土矿物中的50%或更高比例由云母、蛭石或蒙脱石或这些矿物的混合组成；或者 (3)在粘化层上部盐基饱和度为18%；或者粘化层下部盐基饱和度为35%；或者(如果已岩化) (4)微结构具有淀积粘粒特征和高岭石，和骨架颗粒中可风化矿物含量≥15%	古淋溶土 (palaeoevolvisols)
(J)具有雏形层的其他古土壤	古始成土 (palaeoinceptisols)
(K)其他古土壤	古新成土 (palaeoaddendosols)

（据 Nettleton 和 Olsen 等，2000）

5.2.3 古土壤的研究意义

尽管人们早在19世纪20年代就开始研究古土壤，但将其应用于古气候、古环境、沉积作用及层序地层学等方面的研究，是在20世纪80年代末到90年代才有突破。概括起来，古土壤的研究意义主要体现在以下几个方面：

（1）古土壤可反映其形成时期的古气候演化规律

前已述及，气候是影响古土壤形成的直接因素，在不同的气候条件下可形成不同的古土壤。通过对不同类型古土壤的研究，可推测古代气候的演化规律。

国外已有人在这方面取得了一些成果。如加拿大悉尼盆地中20～30m厚的煤层和古土壤反映了强烈的季节变化（Tankon和Gibling，1997），印度中部的晚石炭世旱成土和始成土两种古土壤反映了Lameta组形成时气候以炎热、半干旱为主，间以短期的潮湿气候（Ghosh，1996），美国东部晚石炭世的古土壤和煤层旋回反映了气候由半干旱到潮湿的演化（Cecil，1990）。

（2）古土壤可了解生物种类及植被发育情况，可通过其所含化石的研究确定地层年代

土壤是生物圈存在的基础，而且植被状况也是土壤形成发育的一个重要影响因素，它必定会在土壤体中留下"痕迹"，如根系、落叶等。例如古土壤中的根土岩所含的大量植物化石，就是沉积环境植被发育状况的直接体现。因此，对古土壤中的植物化石的研究可了解古植被发育情况；而存在于古土壤中的动物化石种类，则是不同沉积介质的良好说明；在海陆交互相地区中形成的古土壤，含有一定数量的动物化石，是确定地层年代的良好指示。

（3）古土壤可反映古地形和沉积环境的状况

地形也是控制土壤形成发育的一个重要因素，不同的地形因素特别地反映在具有不同的土层厚度和土层特性。就现代土壤而言，山地土壤与平原土壤、凸起地土壤与低洼地土壤明显不同，可见地形因素的作用。因此，可由古土壤的横向变化获知古地形的起伏形态和潜水面的高低（Cecil，1990）。特别是当研究区域性古土壤发育程度时，这一应用就更加成为可能和富有意义。

（4）古土壤可用于层序地层学的研究

在层序地层学中，层序界面的确定是首先要解决的问题（Van Wagoner，1990）。层序界面是沉积环境的改变在地层中的体现，在有下切谷发育的地方层序界面易于识别，但在下切谷之间或河道间地带层序界面的确定比较困难，往往得依靠古土壤发育程度来确立。古土壤是一种沉积间断事件的产物，是反映古环境变迁的强有力的证据，其层位代表地层不连续面，具有等时性意义，因此可作为层序划分和对比的依据。

Aitken和Flint（1994，1995）报道了以河流沉积为主的宾夕法尼亚纪（Pennsylvanian）地层中，河道间层序边界在其性质上差异较大。河道间发育的古土壤大多为排水条件较差环境下形成的潜育土，虽然有证据表明这些古土壤中至少有一部分最初形成于排水条件较好的环境中，只是后来在海侵阶段地下水水位抬高才演变为潜育土。而且，这些古土壤由于易遭受河道的侧向侵蚀而保存程度较低。O' Byrne和Flint（1993）报道，在以滨浅海沉积为主的地层中，河道间沉积以发育根化炭质泥岩和古土壤为特征，且在下倾方向部分或全部被海侵侵蚀而形成氧化面，其上覆盖菱铁质结核和赤铁矿颗粒。Tankon&Gibling（1997）亦曾将古土壤作为一种河道间层序界面用于加拿大悉尼盆地晚石炭世层序划分中，其中位于红色钙质古土壤层上面的含有红色钙质变性土的厚层河流沉积物，代表沉积物供给丰富的低位体系域，煤层和与之相关的水浸古土壤（hydromorphic）代表最大海泛面和高位体系域。

除了识别河道间层序边界外，沉积层序中发育的不同类型古土壤也为体系域的划分以及可容空间变化提供了依据。在河流相沉积层序演化不同阶段发育的不同类型古土壤，在低位体系域发育阶段，主要在河道阶地表面发育成熟的畅水土壤；在水侵初期冲积平原易被河道改造，基准面抬升有利于水成土的形成；水侵中后期冲积平原快速沉积，形成孤立河道和发育不太成熟的土壤；到高位阶段冲积平原沉积速率下降，有利于发育良好的土壤形成（Wright和Marriott，1993）。发育成熟的河道间古土壤记录了可容空间（基准面下降）减少或为负值时期的成壤作用：当可容空间较大时，在地表形成发育程度较低的新成土和始成土；当

可容空间较小时，地表排水条件较好，古土壤发育程度较高，可形成相互堆叠的复合古土壤；当可容空间小于零时，河流下切侵蚀作用增强，使得河道间层序边界开始发育，形成河道间的古土壤；当可容空间等于零时，河谷开始充填，此时将形成分布孤立的淋溶土和老成土（McCarthy 和 Faccini 等，1999）。

Wright (1996) 亦将古土壤作为层序界面对英国西南早石炭世的浅海碳酸盐岩层序进行划分，并阐述了简单依靠相关系把相单元划归于不同体系域的不妥之处。

5.2.4 古土壤研究方法

古土壤的研究方法与沉积岩的研究方法比较类似，可以分为野外观察描述和室内分析化验及微观结构观察两方面。

5.2.4.1 野外观察描述

在野外，古土壤有三个主要特征有别于其他岩石，这三个方面的特征是生物痕迹、土壤发生层和土壤结构（Retallack，1988，1990）。古土壤中发现的各种陆生生物痕迹中，化石植物根迹是辨别沉积岩石序列中化石土壤的最好标志。它们是沉积物中曾经有植物生长过的证据，不论还具有其他什么特征，它在一定程度上都是化石土壤。古土壤在形成和埋藏过程中，由于受氧化和压实，在沉积岩中很难看到形态完整的根迹，一般情况下，可通过以下三方面的特征来识别植物根迹，以区别于虫孔和其他土壤特征。

1）不规则管状形态，向下逐渐变细；

2）向下分叉或从中间向外分叉；

3）由于侧向根系周围的沉积物受压实而呈似风琴状。

土壤层是沉积层序中识别古土壤的附加特征。在多数情况下，土壤层在结构、颜色或矿物含量方面从被侵蚀的古陆地表面向母质层方向呈渐变变化。这种变化通常比紊流或河流点坝沉积形成的粒序层更复杂。在古土壤或土壤中，一般有几个土壤层，其中的一些土壤层相对于上覆或下伏层，富含粘土、碳酸盐或有机质。土壤层反映了成土母质在化学或结构上从上向下被改造程度逐渐减弱的成土过程。

土壤具有一些明显区别于其他沉积物的复杂构造，这些构造在沉积和成岩过程中是不会形成的。受压实作用的影响，在现今土壤剖面中观察到的典型土壤自然结构体（ped structure），在大多数古土壤中却无法保存。在土壤中，作为一般规律，土壤自然结构体的尺寸会随深度增加而增大，比如从细粒状变化为块状再到棱柱状。这种垂向变化的残余构造在一些古土壤中也能观察到，尤其是在被埋藏之前就已经岩化了的土壤中，如钙结层。伪背斜构造在许多古土壤中也可观察到，这种构造由多组平行线（面）——通常为滑擦面、破裂面（后期一般被方解石充填）——以较宽的、略倾斜的向斜和陡峭的、呈尖头形的背斜的形式构成。如果在古土壤中出现这种构造，则表明原始成土母质膨胀性粘土（如蒙脱石）含量较高，且多形成于排水不良的湿润环境中。因此，在现代土壤中出现这种构造，一般将其归为变性土。除此之外，还有柱状和棱柱状构造（垂向拉长构造）以及在钙结层里出现的结晶构造（早期裂缝晶体充填）、蜂窝状构造、豆粒、薄盖层等。另外，在古土壤中还可以见到新月形粘土构造，这种构造是由一些顶面向上弯曲、底面也向上弯曲或为平的低振幅、长波长的构造所组成，厚度可达几厘米，成分为粘土，与层面相平行。

5.2.4.2 室内研究

室内研究主要包括矿物学、地球化学分析和土壤微形态特征观察三个方面。矿物学研究主要是粘土矿物含量及其组合特征的分析（Wright，1992）；地球化学分析内容比较丰富，包括常量元素、微量元素、稀土元素、稳定同位素等的测定，这些化学元素的组成及含量纵向变化蕴涵着大量的古气候、古环境信息（赵景波，2001；高全洲等，2001）。在土壤演化过程中，当环境发生变化，土壤的一些特征诸如化学成分和矿物含量等，也将随之发生变化或早期形成的构造将被改造。然而，许多微形态学特征却保存较好，可以对早期土壤演化阶段进行有效的识别（郭正堂等，1996；McCarthy 和 Martini 等，1998）。

（1）矿物学和地球化学特征

矿物学和地球化学特征是极其有用的判别标准，尤其是辨别“风化”等级。控制这些等级的基本因素

是物质的分解率，通常情况下，上部土壤层分解率较大，随深度增加而减弱。在风化过程中，各种阳离子被释放。它们在剖面上的分布可以用来评价风化特性及程度，常用元素有Fe、Al、P、Mn、Na、K、Ca和Si，它们通常以氧化物和氢氧化物的形式存在。可以绘制这些阳离子或氧化物与深度的关系图，也可以用可动元素与不可动元素的比值。在淋洗作用较强的上部土壤剖面中可动元素与不可动元素的比值较低（Smith和Buol，1968）。

在时代较老的土壤中，由于缺乏明显的生物特征，这种化学风化差异性成为识别古土壤强有力的工具。这种现象在硅酸盐母质和碳酸盐母质中都可以见到。在这种情况下可以使用痕量元素（Mg、Sr、Na）和稳定同位素（$\delta^{18}O$和$\delta^{13}C$）来识别石灰岩序列的地表暴露面。Mg、Sr和Na是从不稳定的文石（富Sr）和高镁方解石中析出的，或者高镁方解石被低镁方解石所交代也能析出这些元素。在这些变化中，海洋沉积物中的^{18}O被大气中较轻的^{16}O所取代，使得沉积物中的$\delta^{18}O$变轻。当大气水滤过上覆土壤，来自CO_2和土壤酸的同位素较轻的有机碳也被吸收到交代方解石。因此新形成的碳酸盐具有较轻的$\delta^{13}C$，尽管这种趋势仅限于土壤剖面比较靠上的部位。

在风化过程中，硅酸盐被转变成各种各样的次级产物，尤其是粘土矿物（Nesbitt和Young，1989）。粘土矿物被广泛用来鉴别古土壤，尤其是经过高溶滤作用的粘土如高岭石。蒙脱石在古土壤解释中是很有用的矿物，但存在由埋藏深度和热作用导致伊利石化而具有成岩作用特征的问题。英国威尔士和欧洲大陆的石炭系和侏罗系古土壤的两项研究表明，伊-蒙混层粘土也具有潜在的用途。这些伊-蒙混层是由土壤的干-湿交替使得钾固定下来的成壤作用形成的，而不是埋藏伊利石化形成的（Robinson和Wright，1987）。这种伊-蒙混层粘土形成于发育较好的变性土中。

铁和锰的化合物也可以用来识别特定的土壤形态。成壤作用形成的矿物富集主要发育在铁质岩壳中。这些岩壳非常富集铁和铝的氧化物、氢氧化物（铁矾土和铁铝矾土）以及硅土、钙质碳酸盐（钙质结砾岩）或石膏。

（2）微形态学特征

微形态学（土壤岩石学）方法是识别古土壤强有力的手段，也就是地质学家过去常用的岩石薄片观察。该方法已经被成功地运用到钙质环境和非钙质环境古土壤的识别（Wright和Wilson，1987）。

微形态学研究方法类似于沉积岩石学中的岩类学分析。通过观察土壤的微形态特征，可以建立类似于“成岩作用序列”的成壤作用序列（Kemp，1998）。如法国一些土壤的研究中利用颗粒包膜和孔隙充填特征来研究土壤的形成，这些研究发现颗粒包膜和孔隙充填特征存在三个生长阶段：第一个生长阶段是沿细粒粘土切线方向形态清楚的包壳，其次是“脏化”的粉质粘土，最后是分选较差、成分不纯含有碳和有机质的粘土。这三个阶段被认为是代表了无扰动林地环境中粘土的淀积作用（干净粘土）、林地消失和水体的流经（“脏化”粘土）以及耕作和土壤熟化（分选差、孔隙充填）（Macphail，1986）。另外，古土壤的微形态学研究还被应用于古环境、古气候变化分析（Scarciglia和Terribile等，2003；Yong Woo Lee和Yong Il Lee等，2003）。

5.3 河北南部石炭系—二叠系古土壤特征

5.3.1 河北南部石炭系—二叠系古土壤的识别标志

在临清坳陷及外围地区的地层中，广泛发育着各种类型的古土壤层。受成壤作用的影响，这些地层表现出与一般沉积岩不同的特征，从而可以从露头剖面上、井下显示上（包括岩心、岩屑和测井曲线）及物理化学指标上将其识别出来，对井下显示特征的研究将于第3节详述。

5.3.1.1 古土壤的宏观特征

（1）垂向上颜色变化具有规律性

本区二叠纪地层中，泥岩的颜色多种多样，并且在垂向上的变化具有规律性。太原组、山西组和下石

盒子组的泥岩，以灰色为主，夹有黑色、土黄色、棕褐色和紫灰色等，单层泥岩颜色由下往上按灰白色—灰色—灰黄色—深灰色—灰黑色—黑色的顺序变化；上石盒子组的泥岩，以紫红色、灰绿色为主，夹紫灰色、灰黄色和浅灰色等，有时可见一种颜色中混有另一种颜色的染斑或多种颜色相互混杂，单层泥岩颜色由下往上按浅灰色—灰黄色—混杂色—灰紫色—灰绿色—紫红色的顺序变化。这种变化呈现出周期性重复的特征，不一定每一变化周期都含有上述完整的序列。

显然，这种垂向上颜色变化的规律性不是偶然的，它是沉积物在暴露地表的条件下经受成壤作用的结果。浅灰色、灰白色代表还未经受成壤作用明显改造的沉积物的颜色，深灰色、灰黑色代表有机质含量较高、还原环境下形成的土壤颜色，紫红色反映土壤中三价铁离子丰富，而灰绿色则表明二价铁离子含量高。

（2）植物根系的存在

在太原组、山西组和下石盒子组的灰色、灰黑色泥岩中，常可见到植物根，粗的直径可达到3～5cm，细的只有3mm或更小，垂直或斜交层面，有的可见到植物根分叉呈网状。在上石盒子组的泥岩中，植物根较少，几乎难以发现。这一方面是由于原生植物不丰富，另一个原因可能是由于原生植物根细小，不易保存。从土壤发生学的观点来看，原地植物根化石的存在是判定古土壤的充分条件。

（3）在一个土壤剖面内，沉积构造向上逐渐消失

在二叠纪的泥岩中，除了块状层理，其他沉积构造较少。在某些泥岩或粉砂质泥岩地层的底部，还可见到一些水平层理及少量的小型波纹层理等沉积构造，向上层理渐渐变得不明显，直至疏松均一状。这一现象表明，在成壤作用过程中，靠剖面底部，沉积物受改造程度低，层理等沉积现象得以保存；愈靠近剖面的上部，由于雨水的淋洗、生物的扰动破坏等，使沉积物受改造程度愈高，从而使原生层理消失，显示出非成层性，表现为与普通岩层有显著区别的层与边界。

（4）在一个土壤剖面内，地层的硬结度向上逐步减低

在较厚的泥岩层底部，成岩程度高，岩石比较坚硬，向上则变得较松散，甚至几乎没有成岩，近似于地表上松散的沙土。将剖面上不同部位的样品（大小相近）放入水中，靠上部样品潮解速度明显比靠下部的样品更快，这也是成壤作用的一个证明。在成壤作用过程中，位于剖面上部的沉积物受淋洗、生物扰动作用的影响更大，颗粒向下转移，必然造成硬结度比下部更小。

（5）钙结层

在某些泥岩层段的不同位置上，常可见到白色钙结层，厚约5～20cm。将15%的稀盐酸滴在上面，可看到剧烈起泡现象，这是由地表的渗滤水带来的碳酸钙积聚而成。

（6）伪背斜构造及棱柱状、蜂窝状、针状构造

粘土质泥岩中的伪背斜构造以及钙质壳层中的棱柱状、蜂窝状、针状构造等，也被认为是古土壤的特征构造（Wright，1990），它们均是膨胀收缩性大的岩层在干、湿交接的成壤条件下形成的特定的土壤构造。在下面的章节中会对这种现象的形成详加描述。

5.3.1.2 微观特征

利用显微镜下土壤微构造可进一步确认古土壤的存在。例如，由于土壤中存在不同方向的应力，而导致不同方向上的土壤颗粒块形成所谓的网格（Sepic）结构；泥岩中普遍存在方解石微晶，它们是土壤钙化过程刚开始的标志，随着钙化作用的加深，将逐步发展为钙结核、钙结层；在泥岩中可常见到赤铁矿、褐铁矿晶体，这是泥岩遭受氧化的很好的标志。本次研究仅对所采集的样品中的17个砂岩样进行了磨片和显微镜下观察。在经受过成壤作用的泥岩层的下部的砂岩中，常可见到自生粘土矿物（如高岭石、伊利石）充填于碎屑颗粒之间及晶形完好的赤铁矿颗粒，还可观察到粘土泥皮，即碎屑颗粒被其上部因淋溶作用而转移下来的一些细粒粘土质所包围而形成的一层泥质包壳。

5.3.1.3 矿物学特征

矿物学分析是判定古土壤类型和土壤发育程度的有效方法。本次研究对露头剖面的18个样品进行了粉晶X射线衍射（XRD）分析，其结果如表5.5所示。X射线衍射分析是根据X射线穿过矿物晶体时，不同

晶体结构产生衍射的不同来进行粘土矿物种类和相对含量鉴定，目前已成为研究泥岩和碳酸盐岩中粘土矿物种类和相对含量的最重要的方法。

表 5.5 露头剖面石炭系—二叠系古土壤样品粘土矿物相对含量（XRD 半定量分析）

Table 5.5 Relative content of clay minerals in the Permo-Carboniferous palaeosol(XRD)

地层	样品编号	粘土矿物相对含量（w_B/%）					比值
		高岭石	伊利石	伊 / 蒙混层矿物	蒙脱石	绿泥石	w(高岭石)/w(伊利石)
上石盒子组	TS144	67.46	0.00	32.54	0	0	
	TS139	63.45	9.86	26.69	0	0	6.44
	TS138	73.98	6.91	19.10	0	0	10.70
	TS62	50.00	3.00	47.00	0	0	16.67
	TS58-3	65.41	9.25	25.34	0	0	7.07
	TS58-2	52.44	18.12	29.44	0	0	2.89
	TS58-1	41.54	16.09	42.37	0	0	2.58
	TS48	43.00	6.00	51.00	0	0	7.17
下石盒子组	TS36	75.60	6.02	18.37	0	0	12.56
	TS32	89.96	6.79	0.00	1.13	2.12	13.25
	TS32-1	72.35	17.94	9.72	0	0	4.03
	TS29	86.52	8.51	0.00	4.96	0.00	10.17
	TS26	63.23	9.37	27.40	0	0	6.75
	TS19	60.47	29.32	10.21	0	0	2.06
太原组	TS8	76.70	11.80	11.50	0	0	6.50
	TS5	97.54	1.86	0.60	0	0	52.50
	TS4	58.86	11.43	29.71	0	0	5.15
	TS2	42.53	38.12	19.36	0	0	1.12

在露头剖面上，我们还对个别古土壤层进行系统采样，如第 58 层采集了 3 个样品、第 32 层采集了 2 个样品进行粘土矿物分析。结果表明，在一个土壤剖面内，由下到上，随成壤成熟度的增加，研究区内的古土壤具有如下的矿物学特征：

1）本区古土壤层的粘土矿物成分以高岭石、伊利石和伊利石 / 蒙脱石混层为主，见少量的蒙脱石和绿泥石；

2）古土壤层由下向上粘土矿物总量和高岭石含量增加，而蒙脱石或伊利石 / 蒙脱石混层矿物含量逐渐减少（图 5.3），反映了在地表条件下，硅酸盐矿物经风化作用发生分解，形成粘土矿物；受降雨影响，由上到下，土壤层中的空隙水由酸性向碱性转化，在剖面上部易形成高岭石等粘土矿物，而剖面的下部则易形成蒙脱石（Schultz 等，1955）。

3）古土壤层中由下向上 w(高岭石)/w(伊利石)的值增加（图 5.4），是成壤作用由下至上增强的体现，可作为土壤成熟度增加的指标（Pettijohn，1966）。

5.3.1.4 地球化学特征

化学分析是研究古土壤非常重要的手段，是定量研究古土壤类型和土壤发育程度的有力依据。本次研究对露头剖面和钻井岩心的样品进行了 X 射线荧光光谱（XRF）分析，以确定泥岩的常量化合物和微量元素的含量。根据 XRF 实验对常量化合物及微量元素定量的结果（表 5.6、表 5.7），采用了如下的综合指标以进一步研究古土壤的类型：

1）w(易溶化合物总量)/w(难溶化合物总量)。易溶化合物包括 CaO、Na_2O、K_2O、MgO，难溶化合物包括 SiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3、MnO、TiO_2，它反映了不同的气候和水体流畅性条件下易溶化合物的流失和难溶化合物的沉淀程度。其比值越高，常量元素流失性越小；比值越低，常量元素流失性越大。

2）w(抗风化弱的微量元素）/w(抗风化强的微量元素)。抗风化弱的微量元素包括：Zn，Ni，Co，Cu，S，Cl，Bi，Y，Mo 共 9 种；抗风化强的微量元素有：Ba，Zr，Nb，Cr，Sc，V，La，Ce，Rb，Pb，Cd，Sn，Se，Te，Pr，Nd，Ga，Ta，Ag，Sr，As 共 21 种。该项指标反映了抗风化能力弱的微量元素的流失和抗风

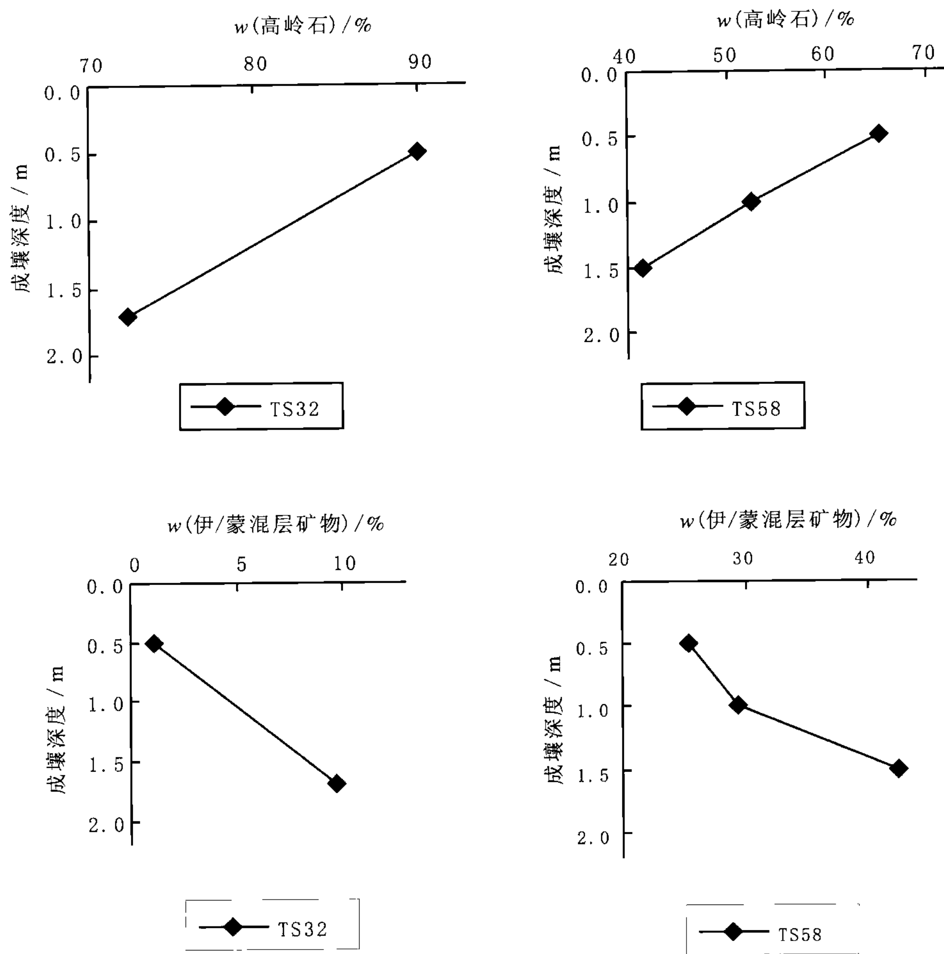


图 5.3 古土壤粘土矿物成分垂向变化

Fig.5.3 Verical change of claymineral composition in the palaeosols

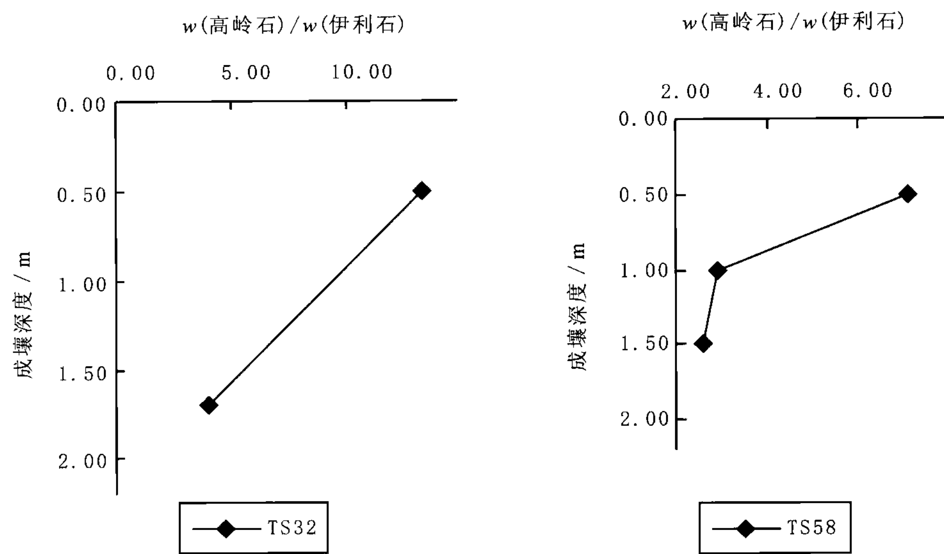


图 5.4 古土壤中的高岭石/伊利石比值变化

Fig.5.4 Variation of the ratio of kaolinite/illite in the palaeosols

化能力强的微量元素在土壤层中的富集程度，比值越高，反映流失性越小。

3）Fe_2O_3 含量（%）。可作为该地区古土壤在经受成壤作用过程中氧化 - 还原性大小的相对指标，其值的高低反映氧化性的强弱。

4）CaO 含量（%）。可作为钙含量积聚程度的指标，反映碳酸钙的富集和沉淀，钙化性随其值的增高而增强。

5）粘化物含量（%）。粘化物包括 SiO_2 和 Al_2O_3，反映粘土矿物的移动与聚积，其值越高，粘化性越高。

表 5.6　临清坳陷及外围地区晚古生代泥岩常量元素含量

Table 5.6　Mudsone macro element content of the late paleozonic in Linqing depression and its peripheral

层位	样品编号	常量元素（化合物）(w_B%)									
		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5
P_1x	Y3295	49.39	19.96	7.25	0.02	0.45	32.00	0.80	1.64	0.95	0.03
P_1x	Y3310	55.25	22.33	8.32	0.04	0.59	0.38	0.93	2.05	0.94	0.04
P_1x	Y3324	49.64	18.84	9.47	0.15	0.55	0.79	0.84	2.01	0.86	0.04
P_1x	Y3342	48.06	19.22	8.14	0.02	0.43	0.31	0.78	1.88	0.94	0.04
P_1x	Y3356	51.35	19.42	8.55	0.04	0.81	0.83	0.96	2.30	0.87	0.05
P_1x	Y3363	50.81	20.11	8.02	0.09	0.57	0.93	0.90	1.93	0.89	0.05
P_1x	Y3374	51.27	20.68	6.97	0.03	0.62	0.63	0.88	2.16	0.90	0.04
P_1x	Y3380	46.78	18.88	7.22	0.03	0.54	0.47	0.80	2.03	0.93	0.04
P_1sh	Y3390	45.63	18.53	6.86	0.02	0.35	0.26	0.73	1.80	0.93	0.04
P_1sh	Y3402	47.75	20.47	7.88	0.03	0.37	0.21	0.71	1.70	0.97	0.04
P_1sh	Y3412	46.18	16.21	9.49	0.03	0.78	0.84	0.92	2.06	0.83	0.05
P_1sh	Y3422	44.91	16.52	7.36	0.05	0.53	0.55	0.84	1.78	0.88	0.04
P_1sh	Y3430	49.38	17.26	6.83	0.04	1.45	2.29	1.12	2.64	0.80	0.07
P_1sh	Y3440	47.70	19.61	6.91	0.03	0.45	0.29	0.77	1.75	0.92	0.03
P_1sh	Y3460	43.95	16.15	5.81	0.04	0.75	6.42	0.86	1.89	0.79	0.05
P_1sh	Y3470	47.04	17.95	6.73	0.05	0.83	1.48	0.89	2.08	0.83	0.05
P_1sh	Y3480	46.21	19.62	5.65	0.04	0.40	0.21	0.72	1.73	0.92	0.03
P_1sh	Y3490	44.18	18.27	5.99	0.02	0.34	0.22	0.66	1.62	0.93	0.03
P_1t	Y3510	47.86	19.98	6.07	0.03	0.48	0.49	0.79	1.87	0.91	0.04
P_1t	Y3519	42.94	16.90	6.65	0.07	0.40	0.37	0.70	1.65	0.90	0.03
P_1t	Y3530	49.60	21.44	6.57	0.03	0.47	0.32	0.76	1.94	0.96	0.03
P_1t	Y3540	26.65	7.23	2.41	0.01	0.14	0.80	0.18	0.39	0.47	0.02
P_1t	Y3550	40.34	14.93	5.17	0.05	0.46	2.57	0.56	1.41	0.81	0.06
P_1t	Y3560	45.60	17.94	6.55	0.04	0.83	1.04	0.79	2.05	0.88	0.05
P_1t	Y3572	46.27	17.76	6.19	0.05	0.68	0.97	0.79	1.97	0.86	0.06
P_1t	TS2	57.76	22.88	3.38	0.01	0.74	0.53	0.27	1.67	0.87	0.09
P_1t	TS4	50.54	22.99	8.59	0.09	0.55	0.54	0.28	1.64	1.13	0.10
P_1t	TS5	51.43	25.71	1.71	0.00	0.29	0.72	0.26	0.49	1.28	0.06
P_1t	TS8	56.51	25.96	4.30	0.01	0.65	0.39	0.28	1.92	1.05	0.08
P_1x	TS19	59.32	20.59	5.68	0.03	1.14	0.64	0.34	2.58	0.79	0.11
P_1x	TS26	53.78	22.77	6.20	0.10	0.73	0.37	0.37	2.28	1.08	0.05
P_1x	TS29	55.67	27.50	1.52	0.01	0.73	0.62	0.33	1.75	1.16	0.05
P_1x	TS32	51.14	22.05	8.09	0.71	0.60	0.47	0.30	1.75	1.00	0.05
P_1x	TS32-1	54.45	25.83	5.16	0.02	0.69	0.68	0.34	1.48	1.12	0.06
P_1x	TS36	50.41	25.89	1.61	0.03	0.35	0.80	0.29	0.92	1.04	0.04
P_2sh	TS58-1	47.52	21.05	11.98	0.02	0.87	1.72	0.29	2.22	0.77	0.05
P_2sh	TS58-2	51.36	21.22	6.51	0.01	0.66	0.54	0.31	1.64	0.87	0.03
P_2sh	TS58-3	48.81	21.75	9.77	0.01	0.61	0.56	0.29	1.46	0.88	0.04
P_2sh	TS138	51.40	18.71	9.13	0.01	0.45	0.56	0.29	0.84	0.78	0.03
P_2sh	TS139	49.44	18.74	8.93	0.01	0.43	0.48	0.31	0.93	0.79	0.02
P_2sh	TS144	52.96	20.10	8.86	0.01	0.47	0.72	0.28	0.51	0.98	0.02

注：TS 代表沙坝沟剖面样品，编号代表层位；Y 代表内参 1 井钻井岩屑样品，编号代表深度。

表5.7 临清坳陷及外围地区晚古生代微量元素含量一览表 (μg/g)

Table 5.7 Mudstone micro element content of the late paleozonic in Linqing depression and its peripheral

样品编号	Ba	Zr	Nb	Cr	Sc	V	La	Ce	Rb	Pb	Sn	Te	Pr	Nd
Y3295	441	263	12	58	18	102	67	47	80	23	4	4	7	53
Y3310	520	252	10	60	10	100	73	147	80	21	10	5	33	74
Y3324	1768	238	7	55	2	111	79	95	750	20	13	0	18	46
Y3342	505	266	7	60	18	120	74	126	85	21	4	3	15	51
Y3356	511	249	8	53	5	113	51	220	96	17	10	3	13	57
Y3363	777	291	11	46	0	104	57	98	77	16	1	3	20	68
Y3374	1561	287	11	50	24	115	79	125	90	20	11	2	0	43
Y3380	840	291	14	56	2	101	99	120	95	21	2	3	22	63
Y3390	763	315	13	51	13	112	57	191	83	20	13	1	8	39
Y3402	437	289	15	53	9	112	75	72	76	15	8	0	17	45
Y3412	764	225	9	55	14	117	65	96	96	21	12	0	0	40
Y3422	643	287	11	53	1	109	66	104	89	16	8	0	0	40
Y3430	701	245	11	50	10	98	47	96	112	16	9	7	39	65
Y3440	555	305	14	52	6	102	67	183	85	20	10	3	37	74
Y3460	1391	252	11	47	13	90	45	99	80	23	6	1	16	46
Y3470	1275	281	14	54	0	107	75	123	91	21	0	3	27	88
Y3480	710	336	22	50	0	107	81	136	97	24	2	0	6	73
Y3490	673	338	15	50	4	115	71	239	94	28	2	0	24	76
Y3510	1541	326	16	51	0	122	71	151	94	22	8	0	5	71
Y3519	1153	315	15	51	17	117	45	165	89	20	11	1	1	55
Y3530	468	309	13	55	8	109	47	147	89	23	8	4	8	65
Y3540	670	190	2	20	5	51	12	73	29	30	5	2	19	55
Y3550	750	306	15	47	13	111	52	163	74	26	12	2	12	70
Y3560	666	291	16	52	12	108	60	160	96	18	11	0	31	52
Y3572	715	291	14	51	1	104	91	167	92	27	9	5	23	76
TS2	301	243	10	58	0	172	66	152	91	19	9	11	1	77
TS4	342	248	7	89	3	171	53	93	61	22	1	0	8	43
TS5	314	424	24	58	18	124	143	190	37	76	2	1	29	114
TS8	659	272	18	61	7	157	282	346	92	28	20	0	61	226
TS19	455	292	12	41	11	95	66	135	111	31	8	6	23	64
TS26	655	389	23	52	5	111	97	230	113	25	12	0	11	40
TS29	498	455	32	59	0	144	131	181	115	57	9	4	0	100
TS32	1355	270	16	57	20	151	105	156	86	31	3	5	0	107
TS32-1	404	338	24	66	13	150	145	233	88	36	4	1	7	111
TS36	438	312	37	47	8	103	149	298	72	47	19	0	30	135
TS58-1	609	448	24	30	6	68	245	385	105	21	12	3	21	189
TS58-2	513	666	34	36	9	69	85	238	102	23	10	0	29	65
TS58-3	608	540	32	54	11	95	187	325	83	17	9	2	15	147
TS138	182	227	8	62	1	120	15	26	47	17	11	4	0	0
TS139	251	200	11	55	0	91	41	82	60	28	8	4	15	83
TS144	139	290	12	87	5	121	14	0	28	22	12	3	19	25

续表

样品编号	Ga	Ta	Ag	Sr	As	Zn	Ni	Co	Cu	S	Cl	Bi	Y	Mo
Y3295	27	13	0	139	18	44	28	3	0	0	76	6	27	9
Y3310	25	5	0	152	21	47	28	19	1	6	78	3	34	8
Y3324	23	0	1	172	10	41	27	13	0	241	85	3	31	8
Y3342	26	40	1	148	3	42	26	13	0	9	82	5	29	9
Y3356	24	0	0	171	1	48	25	8	0	0	74	0	31	9
Y3363	23	0	2	181	12	47	26	17	0	87	78	3	33	8
Y3374	24	0	0	230	6	48	27	11	0	181	82	7	31	8
Y3380	26	2	0	157	12	46	28	6	0	57	87	10	35	7
Y3390	27	0	0	169	0	46	29	5	0	64	85	0	36	10
Y3402	26	3	0	143	19	42	27	8	0	0	77	0	34	9
Y3412	23	14	0	175	33	46	25	0	0	32	81	0	23	7
Y3422	24	0	1	161	29	47	27	5	0	32	95	4	36	8
Y3430	22	2	0	220	33	54	30	16	0	60	85	0	26	9
Y3440	27	5	1	142	0	44	25	13	1	19	86	1	40	10
Y3460	23	0	0	223	20	51	27	14	0	770	112	0	31	8
Y3470	24	0	0	193	18	49	29	10	0	144	98	0	39	10
Y3480	28	3	2	152	14	46	30	14	2	144	92	0	38	9
Y3490	28	2	0	154	3	44	28	8	5	40	81	6	34	9
Y3510	26	1	0	169	0	50	30	12	14	210	108	5	44	10
Y3519	26	0	0	156	14	49	30	11	0	134	90	4	32	8
Y3530	26	0	0	147	12	45	30	9	0	40	78	8	34	9
Y3540	23	7	0	239	22	54	28	0	50	5854	993	8	28	31
Y3550	24	0	0	272	26	52	31	7	13	4006	304	0	43	14
Y3560	25	1	0	186	8	52	29	8	2	376	90	3	36	9
Y3572	25	0	0	238	24	55	30	13	4	336	75	2	49	9
TS2	26	2	0	182	86	135	39	21	16	0	75	9	25	9
TS4	25	1	0	146	14	136	38	23	9	0	81	0	24	8
TS5	35	0	0	139	9	34	26	9	81	0	66	14	72	16
TS8	29	0	2	183	30	103	37	15	29	0	68	6	100	11
TS19	23	0	0	146	58	95	34	21	8	0	71	6	32	10
TS26	25	3	0	101	6	138	36	21	2	0	68	7	39	10
TS29	37	0	0	155	0	61	21	16	137	7	76	2	70	13
TS32	26	0	0	132	5	268	49	63	34	0	66	7	45	8
TS32-1	30	0	0	112	10	91	41	11	62	0	92	8	60	10
TS36	54	0	2	110	0	35	24	9	211	0	62	8	108	14
TS58-1	25	1	0	78	0	103	32	0	0	0	73	4	80	4
TS58-2	29	5	1	91	0	95	33	16	0	0	79	2	57	5
TS58-3	28	6	0	80	0	133	41	17	0	0	65	4	70	3
TS138	25	4	0	63	17	76	30	1	18	0	61	3	18	10
TS139	24	2	1	60	20	63	23	0	18	0	61	0	29	10
TS144	25	5	0	64	24	55	26	0	7	0	69	2	11	11

5.3.2 河北南部石炭系—二叠系古土壤类型及特征

在研究工作中，首先在露头剖面及岩心描述时，以是否发育植物根迹、钙结层、铁质壳、伪背斜构造、滑擦面以及岩层是否具有土壤层特征等依据，分辨出古土壤，并根据宏观观察结果对所辨识的古土壤层按特征大致分类，然后在各类古土壤层的典型剖面上采样，以进行样品的常量元素相对含量和粘土矿物相对含量分析以及微形态特征观察。其中常量元素相对含量是在国家地质实验测试中心采用X荧光光谱仪按国家GB/T14506.28-1993、GB/T14506.13-1993、GB9835-1988和LY/T1253-1999标准进行检测的，粘土矿物相对含量则在中国石油勘探开发研究院实验中心采用X射线衍射分析方法，按国家石油天然气行业标准SY/T5163-1995测定的。古土壤岩石薄片是在北京大学实验中心磨制的。测试原始数据见附表1、附表2。

根据宏观结构、构造特征、颜色、微观结构、粘土矿物及常量元素分布特征，在河北南部临城县竹壁村沙坝沟和邢台矿区DP1钻孔石炭系—二叠纪地层中识别出古新成土、古潜育土、古有机土、古变性土、古旱成土、古老成土和古氧化土等7种古土壤类型，分述其特征如下。

5.3.2.1 古新成土（palaeoaddendosols）

（1）宏观特征

露头上一般为灰色、灰白色泥岩或铝土质泥岩，普遍发育直径约1～3mm或更细小的脉管状植物根迹，这些根迹向下分叉或从中央向四周发散，有的含菱铁质结核，结核以孤立状或连续成层出现，孤立结核的直径最大可达10cm，土体成块状。在沙坝沟剖面的第2～5层厚约3m，其间夹三层10～20cm的菱铁质细砂岩和一层厚约50cm的灰黄色细纱岩，位于最上部的是第5层，岩性为灰黑色炭质泥岩，其他均为灰色泥岩和铝土质泥岩。在灰色铝土质泥岩和泥岩中普遍有细小根迹发育，并含沿层分布的植物碎片化石，由于受一定程度的成壤作用，而呈现出不很明显的块状构造。在菱铁质细砂岩中由于受氧化铁的浸染，整层岩石均成红褐色，岩层内已无法辨认沉积层理，但整套岩层仍保留着潮汐砂坝的形态。灰黄色细砂岩则仍保持着原来的沉积层理，但从中可以发现细小的植物根迹和植物化石碎片（图5.5）。

（2）常量元素和粘土矿物分布特征

发育于沙坝沟剖面第2～5层的古土壤，整个剖面上除了含菱铁质结核的位置，SiO_2和Al_2O_3相对含量随深度变化较小，而在菱铁质结核发育的位置，由于菱铁质结核的存在导致总铁（TFe_2O_3）含量突然增高，从而使得SiO_2和Al_2O_3含量相对降低，总铁（TFe_2O_3）含量有随深度增大而增大的趋势；反映风化程度的$w(Al_2O_3)/w(SiO_2)$也无明显变化，而从风化淋溶系数CIA（$=w(Al_2O_3)/w(CaO+MgO+Na_2O+K_2O)$，下同）和反映钙化程度的$w(CaO+MgO)/w(Al_2O_3)$看，剖面上部有微弱的脱钙特征；从$w(Fe_2O_3)/w(FeO)$看，随深度的变浅，氧化性逐渐减弱。从烧失量LOI在剖面顶部40cm范围内突然增大，可能由于大量植物的生长而有较多的有机质累积，所以烧失量有所增大。粘土矿物组成以高岭石（K）和伊利石/蒙脱石混层（I/S）为主，含少量的伊利石，而无绿泥石，且高岭石相对含量远高于伊利石/蒙脱石混层。在剖面上，高岭石和伊利石/蒙脱石混层随深度变化不明显（图5.6）。

（3）微形态特征

岩石薄片中，可观察到颗粒仍然呈定向排列，以石英颗粒为主，颗粒间为泥质充填，颗粒边缘普遍有较薄的泥质包膜（coating）（图5.7a），使得颗粒边缘模糊，包膜主要形成于晶质颗粒边缘的内侧，在单偏光下为灰色，根据图5.8的分类（黄瑞采，1990），所发育的包膜属于颗粒包膜。从整个薄片看还含大量无定型有机质并见植物根迹。植物根迹被方解石充填，边部仍然保留着根的薄壁，薄壁在单偏光下为黑褐色，反射光下为灰色（图5.7b）。

（4）成因解释

这种类型的古土壤主要发育在本溪组和太原组下段，发生过多次的海水进退过程。由于当时的华北地台地形平缓，每次海水侵入都将河北南部所覆盖。从第2～5层的沉积看，所研究的砂坝沟剖面当时可能处于潮坪沉积环境，海水涨潮时海水都能到达该地，总体上水位较高，成壤作用较弱。从整个土壤层剖面看，

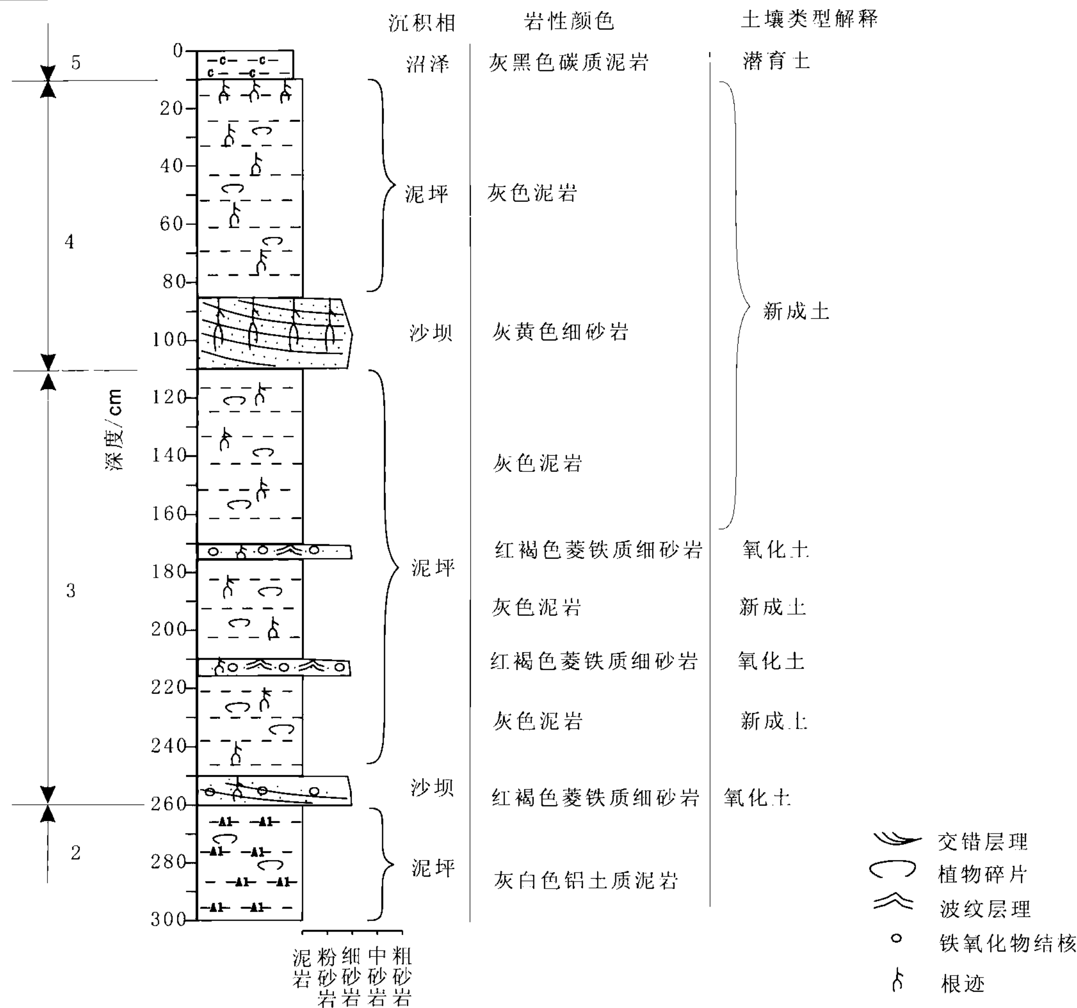


图 5.5　沙坝沟剖面第 2～5 层中古土壤层宏观特征

Fig.5.5　Macro-characteristics of the palaeosols in the layer 2～5 of Shabagou section

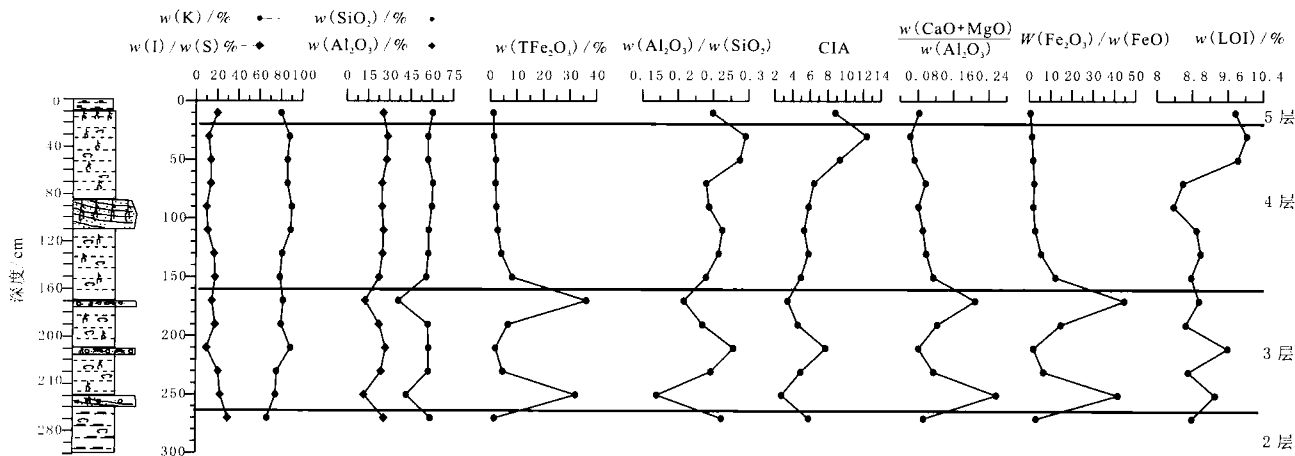
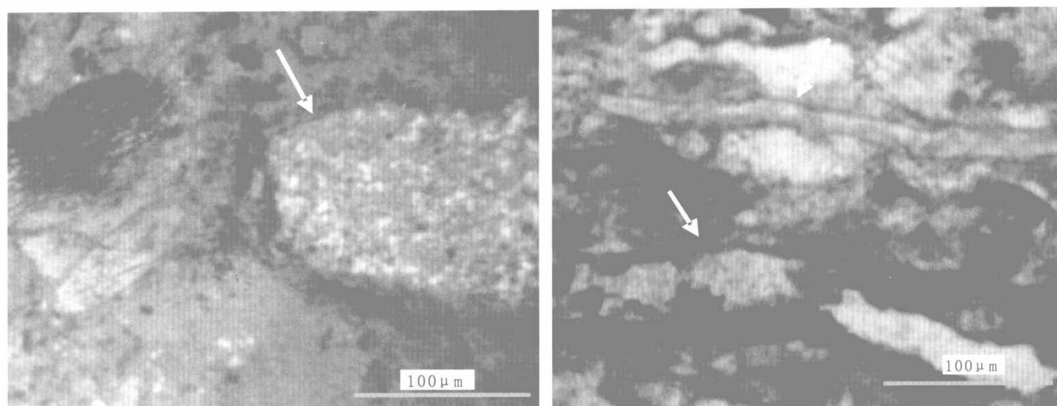


图 5.6　沙坝沟剖面中古新成土粘土矿物、常量元素及比值分布特征

Fig.5.6　Clay mineralogical and geochemical characteristics of the palaeoaddendosols in layer 2~5 of Shabagou section

TFe_2O_3—总铁；CIA—风化淋溶系数；LOI—烧失量

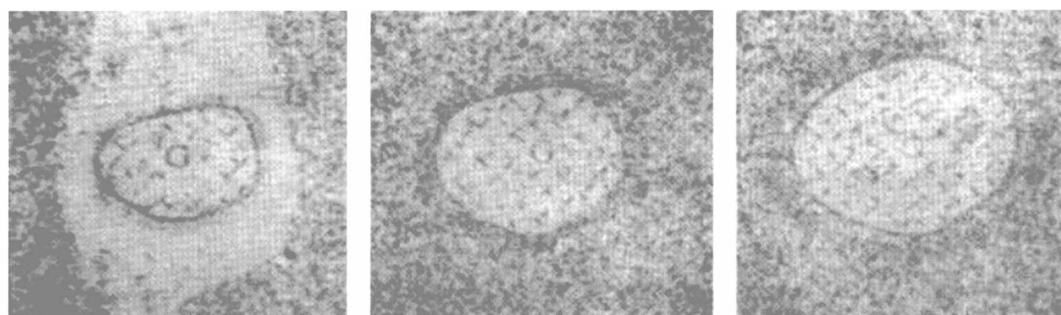
存在着生物作用的痕迹，但却无明显的风化、淋溶、脱钙等成壤作用过程的现象，但从宏观上看，剖面上又具有土壤结构和生物改造的痕迹。因此，为较弱的成壤作用改造的结果，形成的土壤层接近于母质层C层，因此在古土壤检索分类中属于古新成土。



A.颗粒周围的泥质包膜(正交光×125)　　b.中部被方解石充填的植物根迹(单偏光×125)

图5.7　古新成土的微形态特征

Fig.5.7　Micromorphological characteristics of the palaeoaddendosols in layer 2~5 of Shabagou section



a.颗粒包膜　　b.颗粒外亚包膜　　c.颗粒外似包膜

图5.8　覆盖在颗粒表面上的包膜类型

Fig.5.8　Coating types on the grains

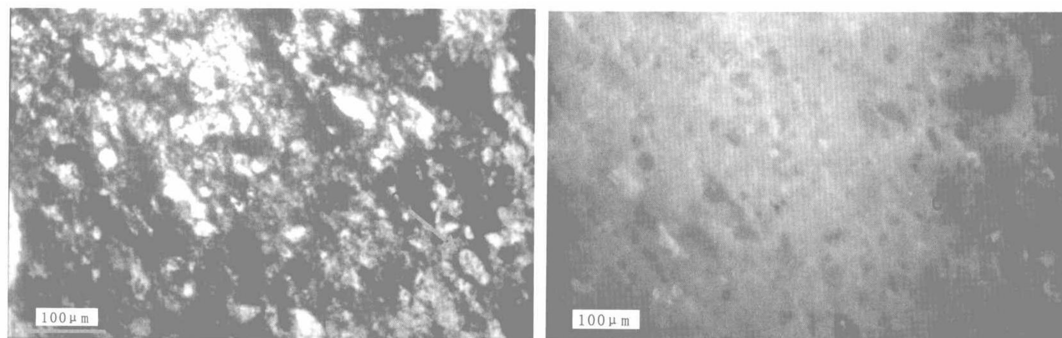
(据黄瑞采，1990)

5.3.2.2 古有机土（palaeohistosols）

一般为黑色的煤层和灰黑色炭质泥岩，在沙坝沟剖面上主要发育了几层厚度较薄的炭质泥岩，如图5.3中第5层。众所周知，煤层为大量植物残体堆积经深埋变质而成，因此，从土壤学角度，煤层实际上是土壤剖面中位于最上部的有机质层经变质形成的，主要由有机质含量较高的O层土壤层所组成。所以，从检索分类上，它属于以有机质层为主体的古有机土。

5.3.2.3 古氧化土（palaeooxisols）

该类型古土壤在本溪组地层中，如沙坝沟剖面的第3层包含的三层厚度为20～40cm的菱铁质粉、细砂岩（图5.5）。其特征为含菱铁质结核或为菱铁质胶结的粉砂岩，颜色为红褐色，菱铁矿为弱还原、弱氧化条件下形成，它的出现表明沉积物曾经暴露遭受氧化（Ciaran和O'Byrne等，1996）。且从整个沉积层看尽管还可看出大的沉积构造，但其中细小的沉积层理却已无法辨认。在薄片中，以石英为主的颗粒定向排列，可观察到单偏光和正交光下为黑色、反射光下为红色的菱铁质填充物，一些石英颗粒边缘被铁质浸染而呈不规则状或形成铁质亚包膜（图5.9）。



a. 颗粒呈定向排列，黑色的铁质胶结物可见颗粒周围形成铁质亚包膜(C)(正交光×125)　b. 铁质胶结物在反射光下呈红色颗粒周围的铁质亚包膜更清楚(反射光×125)

图 5.9　沙坝沟剖面第 3 层中古氧化土的微形态特征

Fig.5.9　Micromorphological characteristics of the palaeooxisols in layer 3 of Shabagou section

在上石盒子组中，在剖面上表现为灰色、浅灰色的泥岩夹一层厚约 1～5cm 的红褐色铁质壳层，一些剖面上铁质壳上部的泥岩被冲蚀掉，而只剩下铁质壳，或岩层顶面被铁质浸染而呈褐红色，与其下的地层呈鲜明的对比。还有的古土壤层整个剖面都呈红褐色，但在裂缝或土壤结构体之间的缝隙中常常填充了颜色更深的铁氧化物，且土壤结构体呈次棱角状，风化面上显得较为破碎。从野外露头特征看，该类型古土壤层通常都发育类似于现代土壤系统分类中的诊断表下层氧化层的铁质壳或铁氧化物聚集层。该古土壤层主要由具有氧化层的 Bg 层所组成，从这一特征看，应属于检索分类中的古氧化土（palaeooxisols)。

本溪组发育的古氧化土与上石盒子组发育的古氧化土相比，在本溪组发育的氧化土其厚度较薄，通常为质地较粗，一般为粉—细砂粒，有发育形态完整的菱铁质结核或整个岩层被强烈氧化形成的菱铁质氧化物浸染而呈暗红褐色，其形成环境一般为潜水面较高，且主要海平面下降后沉积物暴露地表遭受氧化而形成，一般为弱还原—弱氧化环境，且气候较为潮湿。而在上石盒子组发育的古氧化土则具有较薄的铁质壳，且大多数情况下，没有铁质壳，而是岩层顶面被氧化或整个岩层被氧化而呈紫红色，色彩较为鲜艳，一般质地为粘土—细粉砂，而粒度较粗的细砂岩等则一般不发育古氧化土，形成于河流沉积环境的泛滥盆地，气候为半湿半干。

5.3.2.4 古潜育土（palaeogleysols)

在 Nettleton 和 Olsen 等（2000）的古土壤划分方案中并未列出该类古土壤，但具有潜育特征的古土壤对基准面/海平面变化分析具有重要意义，因此本次研究根据第四纪古土壤中潜育土特征以及前人对第四纪以前潜育土的研究成果，将其单独列出。

（1）宏观特征

这种古土壤层在剖面上主要为深灰色或灰黑色泥岩，含有较多的植物根化石，常上覆煤层，一般是煤层底板根土岩。由于早期暴露地表，后期由于地下水位抬高经水浸湿而形成斑纹状的还原层。

（2）常量元素和粘土矿物分布特征

发育于邢台矿区 DP1 钻孔 7#煤层底板的根土岩中的古土壤，剖面上，SiO_2 相对含量随深度增大而减小，TFe_2O_3 和 Al_2O_3 相对含量随深度增大而增大，反映风化程度的 $w(Al_2O_3)/w(SiO_2)$ 也随深度增加而成呈增大的趋势，而从风化淋溶系数 CIA 则具有相反的趋势，呈随深度而减小的趋势，反映钙化程度的 $w(CaO+MgO)/w(Al_2O_3)$ 则随深度增加而增大，从这几项参数看，该土壤层曾受较为强烈的风化淋滤、淋溶作用，导致剖面上部 SiO_2 相对累积，铁、铝、钙、镁等向剖面下部迁移，同时从风化淋溶系数和反映钙化程度的指标看，该剖面钙、镁淋失强度比铁、铝大；从 $w(Fe_2O_3)/w(FeO)$ 看，从下向上氧化性明显减弱而还原性增强。在剖面上部 40cm 范围内，烧失量向上增大，可能由于顶部大量植物的生长，而产生有机质累积，所以烧失量有所增大。粘土矿物组成以高岭石（K）和伊利石/蒙脱石混层（I/S）为主，且它们的相对含量相当，另外还含

3%～12%的伊利石和12%～18%的绿泥石。在剖面上部50cm范围内，高岭石和伊利石相对含量向上增大，而伊利石/蒙脱石混层和绿泥石相对含量向上减小（图5.10）。

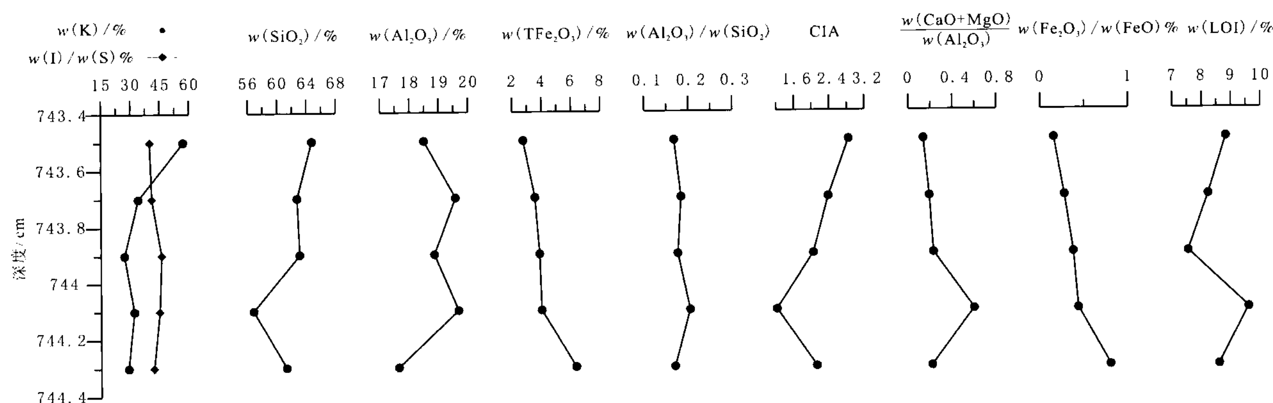


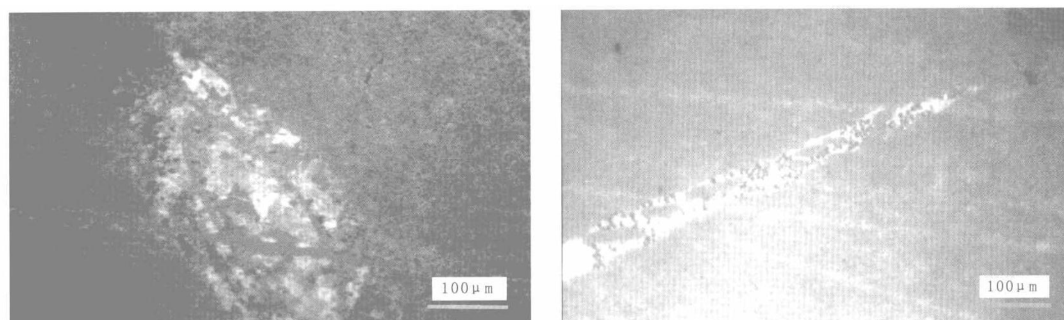
图5.10 邢台矿区DP1钻孔7#煤底板古潜育土粘土矿物、常量元素及比值分布特征

Fig.5.10 Clay mineralogical and geochemical characteristics of the palaeogleysols of the coal seam 7# floor in the borehole DP1 in Xingtai mining area

TFe_2O_3—总铁；CIA—风化淋溶系数；LOI—烧失量

（3）微形态特征

在薄片中泥质结构明显，几乎无石英等颗粒。裂缝发育普遍，受淋溶与淀积作用裂缝及植物细胞溶蚀结构体中基本都被方解石充填，同时在这些缝、孔中可见到成颗粒状的黄铁矿颗粒，黄铁矿颗粒在正交光和单偏光下都呈黑色，在反射光下为金属光泽反光体，略带黄色。而方解石晶形不明显，但在正交光下干涉色特征极其明显（图5.11）。从薄片上看，该类型古土壤经历了淋溶与淀积作用过程和还原过程，形成碳酸盐淀积和黄铁矿颗粒。



a. 被具有干涉色的方解石淀积物充填的植物细胞结构体，可见到细胞壁（正交光×125）

b. 泥岩中发育的裂缝，被碳酸盐和黄铁矿颗粒充填（反射光×125）

图5.11 邢台矿区DP1钻孔7#煤底板古潜育土微形态特征

Fig.5.11 Micromorphological characteristics of the palaeogleysols of the coal seam 7#floor in the borehole Dp1 in Xingtai mining area

（4）成因解释

从剖面上地球化学和粘土矿物相对含量变化规律看，该类型古土壤早期发育时潜水面较低，经受较强的淋洗作用，导致易溶成分被淋失，而在剖面上部累积硅。后来潜水面抬升，使土壤层被水体淹没而处于还原环境，导致向上还原性增强，并在剖面上形成斑纹状还原层。在薄片中也反映了淋溶和还原作用所形成的特征。从其形成及演化特征看，与现代潜育土特征较相似（Retallack，1998），它又被深埋于地层中，属于埋藏古土壤，因而将其命名为古潜育土（palaeogleysols）。

5.3.2.5 古旱成土（palaeoaridisols）

（1）宏观特征

河道间沉积环境中形成的古土壤，是河流沉积层序划分界面的重要标志。由于河道的迁移或者后期河道的发育，在河道间形成并保存下来的土壤层常常并不完整，一般情况下位于土壤层上部的有机质层（O层）和淋溶层（A层）都被侵蚀掉了。因此，在识别该类土壤时主要依靠心土层或淀积层（B层）的特征。

研究区上石盒子组中段发育的古土壤特征明显、类型单一，可归纳为一种类型的古土壤。该类型古土壤在剖面上较为典型的特征是，一般在距顶部20～60cm的位置都有连续分布、平行于地层的灰白色钙结层发育，钙结层厚度一般在10～20cm左右，且顶部都有一厚20～40cm的黄色层，向下逐渐转变为紫红色，岩性均为泥岩。由于受成壤作用的改造，土壤结构大多呈块状结构，且上覆的河道砂岩底部岩石成分中，常含有泥砾，且泥砾的粒度向上变小，直至无泥砾，下伏河道砂岩的顶部可见到由于暴露地表而形成的侵蚀坑或生物钻孔（图5.12）。

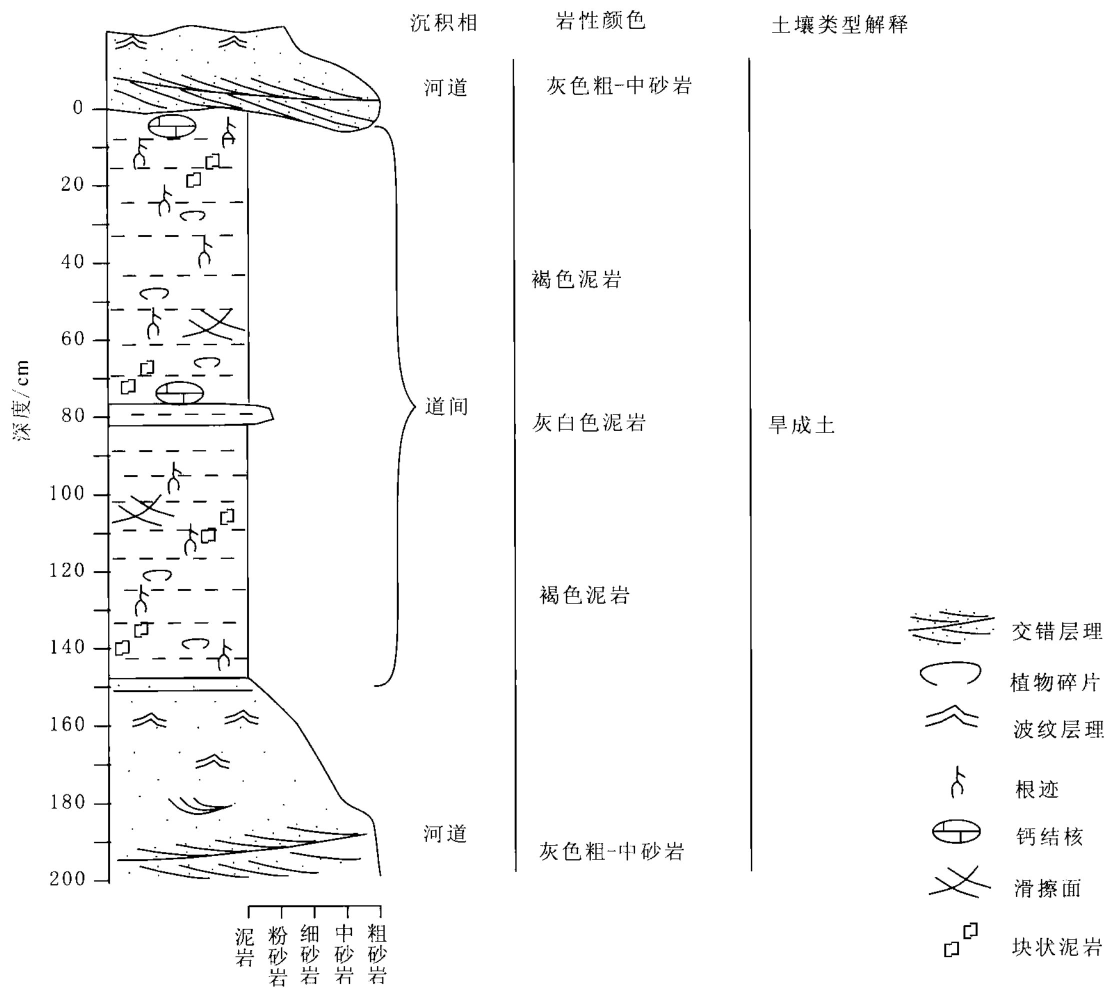


图5.12　沙坝沟剖面第51层中古旱成土宏观特征

Fig.5.12　Macro-characteristics of the palaeoaridisol in layer 51 of Shabagou section

（2）常量元素和粘土矿物分布特征

沙坝沟剖面的第51层中，古土壤层的SiO_2含量在53.65%～66.54%之间，且由下向上逐渐减小；Al_2O_3含量分布在15.49%～20.36%之间，变化趋势与SiO_2的相反；TFe_2O_3（总铁）含量6.97%～9.82%，整体上

看变化趋势不明显；反映风化程度和淋溶强度的$w(Al_2O_3)/w(SiO_2)$由下向上逐渐增大，CIA值也呈同样的趋势，所不同的是CIA在剖面顶部突然减小，可能在剖面顶部积钙所致，$w(CaO+MgO)/w(Al_2O_3)$在剖面上的变化也反映出了这一特征。这几项参数的在剖面上的变化较明显地反映出了淋溶与淀积成壤过程。$w(Fe_2O_3)/w(FeO)$在剖面上变化不大，反映在土壤发育过程中氧化还原条件基本相似。从烧失量看，有机质含量由下向上增大，且到顶部增大幅度较大，可能该位置接近于未被侵蚀前古土壤层的淋溶层的位置。粘土矿物组合以高岭石和伊利石/蒙脱石混层为主，有少量的伊利石，其中高岭石含量在22%～43%之间，伊利石/蒙脱石混层含量在52%～73%之间，而伊利石仅有4%～8%（图5.13）。

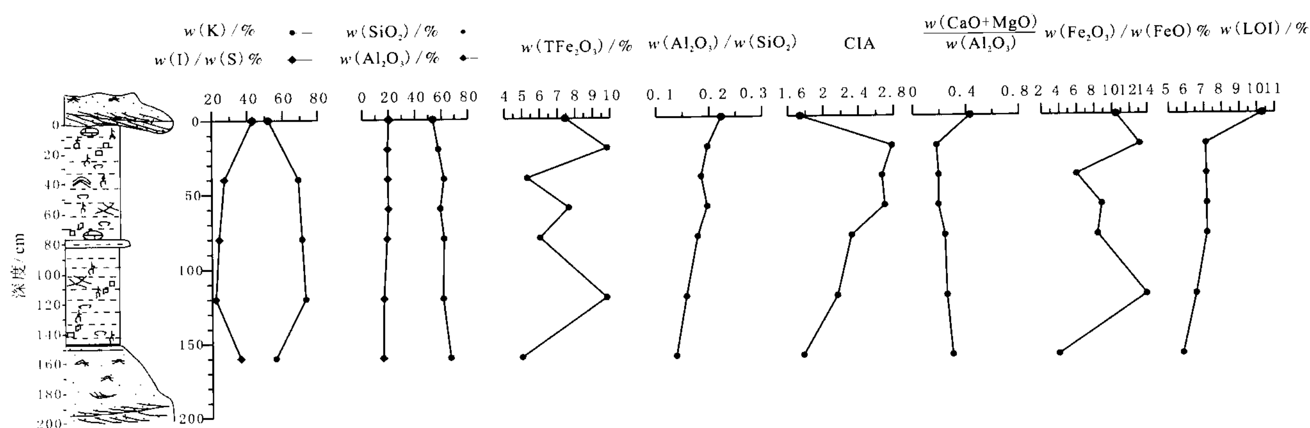


图5.13 沙坝沟剖面第51层古旱成土地球化学及粘土矿物分布特征

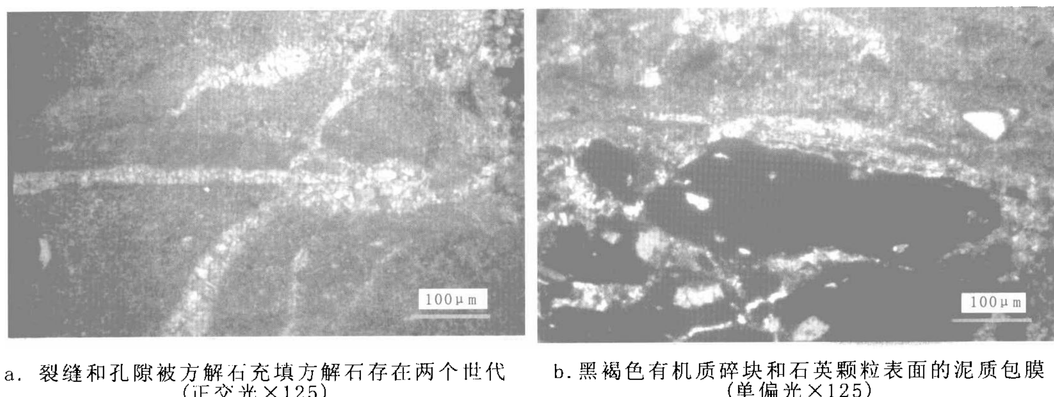
Fig.5.13 Geochemical and clay mineralogical characteristics of the palaeoaridisols in layer 51 of Shabagou section

TFe_2O_3—总铁；CIA—风化淋溶系数；LOI—烧失量

在粘土矿物相对含量上，该类古土壤与其他各类古土壤有明显的区别，即高岭石相对含量低于伊利石/蒙脱石混层，而在其他古土壤层中则相反。

（3）微形态特征

在薄片中可观察到大量发育的方解石充填物，主要充填在裂缝或溶解孔隙中，方解石多呈两个世代，靠孔隙或裂缝边缘为细小的方解石晶体，孔隙或裂缝中央为较大的方解石晶体，呈镶嵌状充填于其中。主要成分为泥质，颗粒较少，颗粒成分主要为石英，在部分颗粒表面可观察到厚度较小的泥质包膜。可见到较大的有机质碎块，单偏光和正交光下为黑色。可能由于埋藏后受压实而分裂成多个碎块，碎块间还混杂有石英颗粒，并被细晶方解石充填（图5.14）。



a. 裂缝和孔隙被方解石充填方解石存在两个世代（正交光×125）　b. 黑褐色有机质碎块和石英颗粒表面的泥质包膜（单偏光×125）

图5.14 沙坝沟剖面第51层中古旱成土的微形态特征

Fig.5.14 Micromorphological characteristics of the palaeoaridisols in layer 51 of Shabagou section

（4）成因解释

在半干旱、半湿润气候条件下，由于降雨较少，雨量对土壤的淋溶、淋滤作用较弱，只有那些易溶解化学成分被淋溶迁移，由于钙的氧化物极易溶于水，因此，在这样的气候条件下，在土壤层上部通常出现脱钙，而下部土层积钙。从上述各方面的特征看，研究区的这类古土壤主要出现在河道间沉积，由于河道迁移，土层上部常被侵蚀，而留下发育有钙结层的下部。从其整体特征并结合钙结层发育特征看，从检索分类上该类古土壤应为古旱成土（palaeoaridisols）。

5.3.2.6 古变性土（palaeovertisols）

（1）宏观特征

该类古土壤主要为紫红色或紫黄色中厚层状泥岩，其最典型的特征是规模大小不一的滑擦面相互交叉所构成的“伪背斜”构造，且滑擦面内通常都充填了厚度5～10mm的碳酸钙淀积物。当滑擦面发育较多，以致成网状时，受滑擦面内充填的碳酸钙淀积物和氧化物的影响，远观时其颜色为紫黄色或黄绿色。发育少量与地层相垂直且向下分叉的植物根迹，直径约3～4mm。土体结构呈次棱角状（图5.15）。

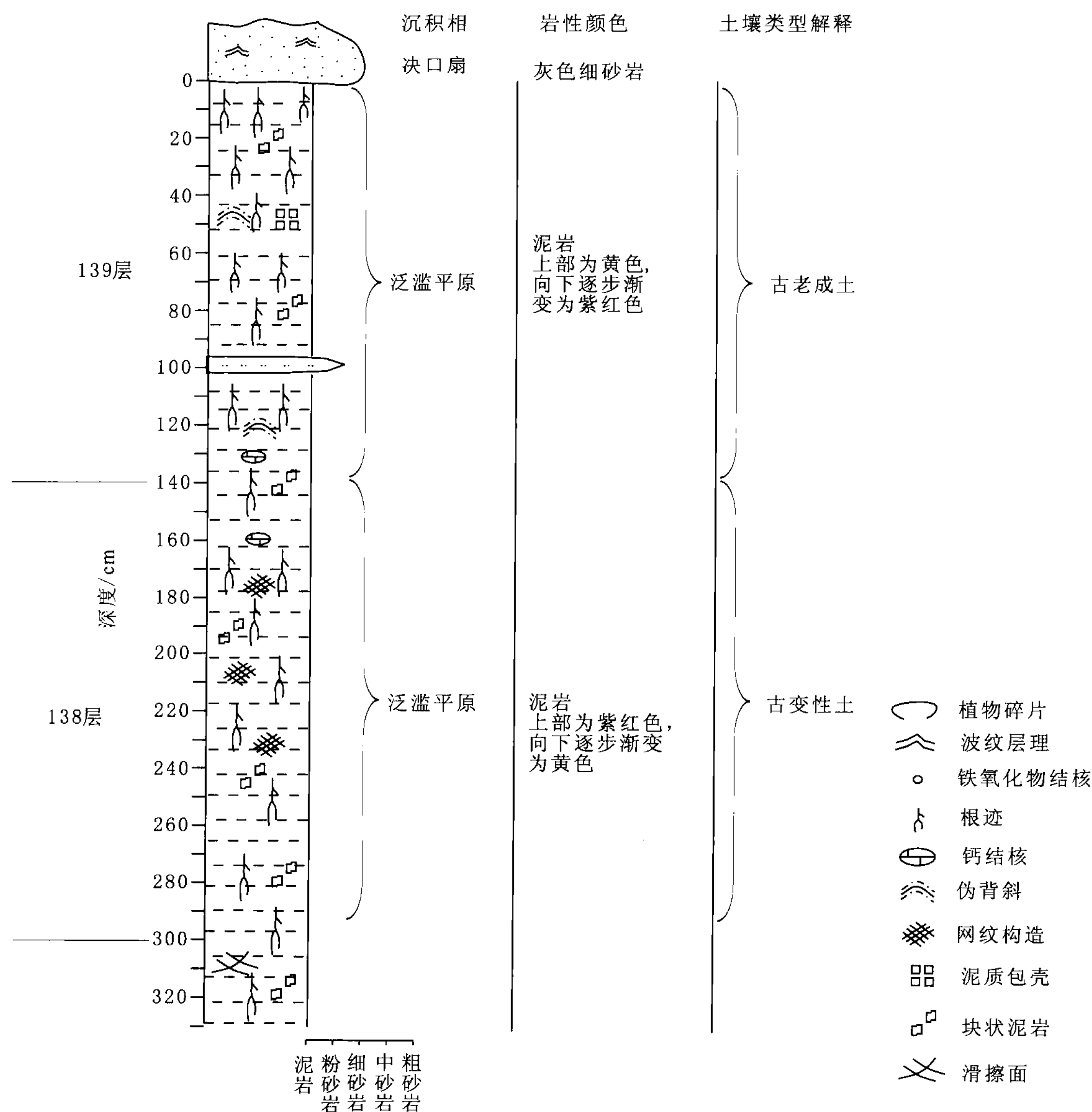


图5.15　沙坝沟剖面第138～139层中古土壤层宏观特征

Fig.5.15　Macro-characteristics of the palaeosols in layer 138~139 of Shabagou section

（2）常量元素及粘土矿物分布特征

在沙坝沟剖面的138层发育的V型古土壤，相对于其上、下土层具有较低的SiO_2含量和较高的Al_2O_3和TFe_2O_3含量，且三者基本都不随深度的变化而发生变化，其中SiO_2含量为55.77%～58.86%，Al_2O_3含量为21.38%～22.93%，TFe_2O_3为6.77%～8.12%；反映风化程度和淋溶强度的$w(Al_2O_3)/w(SiO_2)$和CIA在剖面上也无明显的变化，所不同的是$w(Al_2O_3)/w(SiO_2)$相对于上、下地层要高；$w(CaO+MgO)/w(Al_2O_3)$在剖面上的变化则与CIA变化特征基本一致。$w(Fe_2O_3)/w(FeO)$有由下向上逐渐增大的微弱趋势，即在剖面上部氧化性相对于下部有所增强。烧失量也相对于上、下地层高，且基本不随深度的变化而变化。粘土矿物以高岭石和伊利石/蒙脱石混层为主，几乎不含伊利石，其中高岭石含量为60%～79%，伊利石/蒙脱石混层含量为21%～40%，且高岭石含量在剖面上由下向上逐渐增大，而伊利石/蒙脱石混层变化趋势则相反（图5.16）。

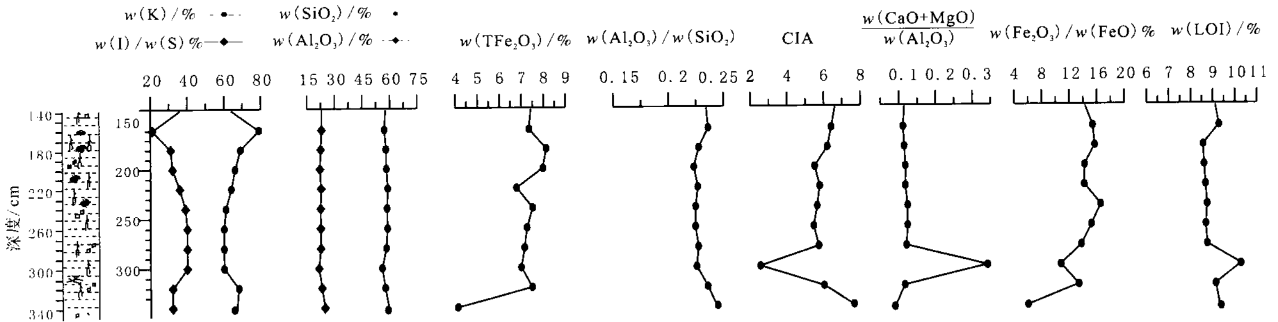


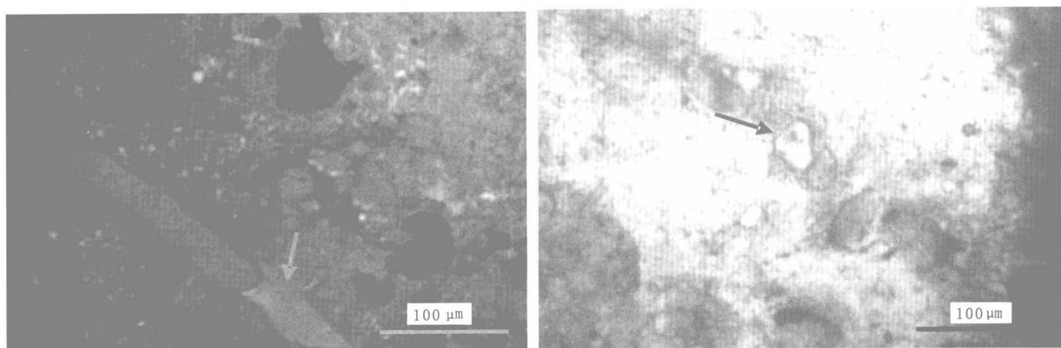
图5.16　沙坝沟剖面138层古变性土地球化学及粘土矿物分布特征

Fig.5.16　Geochemical and clay characteristics of the palaeovertisols in the layer 138 of Shabagou section

TFe_2O_3—总铁；CIA—风化淋溶系数；LOI—烧失量

（3）微形态特征

在薄片中，主要由细粒的泥质组成，颗粒较少，其中的颗粒表面基本都有泥质包膜的发育，包膜几乎覆盖了整个颗粒，颗粒成分主要为石英。发育的裂缝被方解石泥晶所充填，从充填特征看，可能为多期充填结果，因为，在后一期充填的前端出现了可能为流体停止流动后形成的新月形帽状物，且两期形成的淀积物在单偏光下颜色上也有差别，前一期颜色稍浅为灰白色，后一期稍深为灰色（图5.17）。



a．裂缝中充填泥晶方解石以及有机质碎片（单偏光×125）　b．颗粒表面的泥质包膜（正交光×125）

图5.17　沙坝沟剖面138层中古变性土的微形态特征

Fig.5.17　Micromorphological characteristics of the palaeovertisols in the layer 138 of Shabagou section

（4）成因解释

综合上述特征来看，由于该类土壤发育于泛滥盆地离河道较远端的位置，河水不经常漫到此地，并由于气候干湿交替，主要为膨胀性较强的粘土矿物组成的泥岩在干旱期收缩，而在潮湿期又发生膨胀，如此胀缩运动，在整个剖面形成规模大小不一的滑擦面。多组滑擦面或破裂面（通常后期被方解石充填）以较

宽的、略向下倾斜的向斜和陡峭的、呈尖头形的背斜形式构成伪背斜构造。因此，它应当属于古变性土（palaeovertisols）（Wright 等，1992；Driese 和 Jacobs 等，2003）。

5.3.2.7 古老成土（palaeoeldisols）

（1）宏观特征

在未受成壤作用的改造情况下，沉积物颜色在沉积层剖面上基本一致，而经受了成壤作用的改造后，通常都有颜色的变化（叶良苗和裘亦楠，1991；尹国勋和张汉瑞，1996）。这是因为土壤层受淋溶或淋洗作用，一些化学物质或粘粒从剖面上部向下迁移，从而使得剖面上下呈现不同的颜色。研究区该类古土壤在剖面上的颜色一般为上部紫黄色或更浅的灰黄色，向下逐渐转变为紫红色以及褐色（图5.19）。同时有大量与地层大致垂直的植物根迹发育，根迹直径1～5mm，根迹边缘由于被氧化而呈黄色，可清楚观察到根系的分叉状结构。

（2）常量元素及粘土矿物分布特征

在沙坝沟剖面的139层发育的VI型古土壤，SiO_2含量在57.66%～65.9%之间，且由下向上逐渐增大；Al_2O_3含量分布在18.93%～22.98%之间，变化趋势与SiO_2的相反；TFe_2O_3（总铁）含量5.06%～7.42%，剖面上变化趋势与Al_2O_3相同；反映风化程度和淋溶强度的$w(Al_2O_3)/w(SiO_2)$由下向上逐渐减小，CIA值有较弱的向上增大的趋势，但在剖面顶部突然减小，$w(CaO+MgO)/w(Al_2O_3)$在剖面上的变化很小，但靠近上部的位置有向上增大的趋势。从上述各项参数在剖面上的变化可以看出，该土壤剖面上发生过较明显的灰化成壤过程。$w(Fe_2O_3)/w(FeO)$由下向上逐渐减小，体现出在土壤层上部还原性有所增强。而烧失量也出现由下向上减小的趋势。粘土矿物以高岭石和伊利石/蒙脱石混层为主，几乎不含伊利石，高岭石含量为59%～65%，在剖面上由下向上逐渐增大，伊利石/蒙脱石混层含量为30%～41%，在剖面上的变化趋势与高岭石相反（图5.18）。

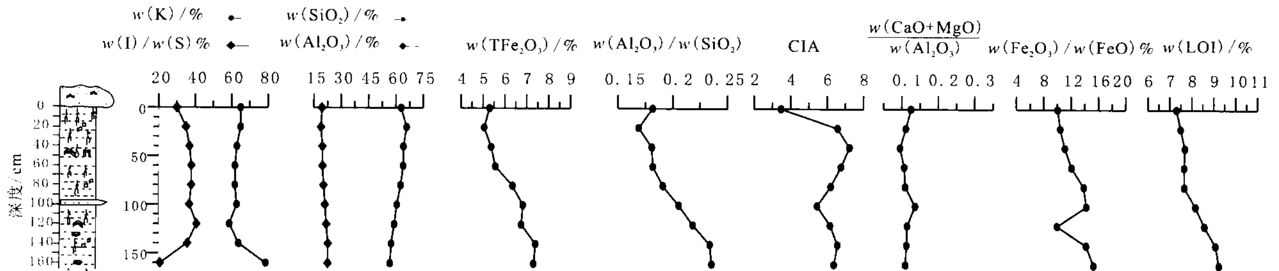


图5.18　沙坝沟剖面139层古老成土地球化学及粘土矿物分布特征

Fig.5.18　Geochemical and clay characteristics of the palaeoeldisols in the layer 139 of Shabagou section

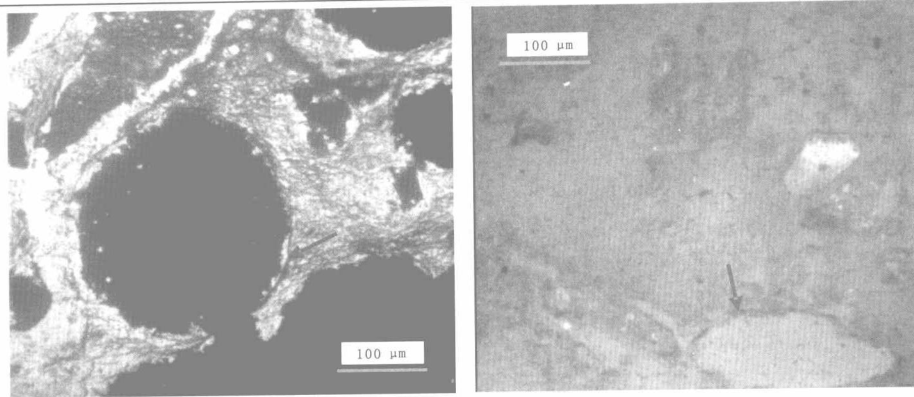
TFe_2O_3—总铁含量；CIA—风化淋溶系数；LOI—烧失量

（3）微形态特征

从薄片中观察，该类古土壤也主要由细粒的粘土组成，在单偏光下整体显灰色，颗粒较少，且颗粒成分主要为石英，颗粒表面普遍具有包膜而使得颗粒边缘在单偏光下显灰褐色，颗粒也被泥质浸染而呈灰色。由于在露头上即已观察到大量植物根迹的发育，因此，在薄片中植物根迹也较常见，且根的横截面形态较完整，根的有机质已发生变质而在正交光下呈黑色，边缘仍可见植物根的薄壁，直径在0.1～0.5mm不等。有的根迹被裂缝切割而呈碎块，里面填充了碳酸盐淀积物（图5.19）。

（4）成因解释

在潮湿气候，大量生长植物的地区，植物残体腐烂形成的有机酸溶液在下渗过程中，将上部土体中碱金属和碱土金属淋失，并使矿物中的铝硅酸盐分离，在淋溶层形成还原态的铁铝，并以胶体形式向下淋溶。在土体下部遇到高盐基状态或水分被土壤吸收而淀积于土体下部。由此在土壤层上部形成二氧化硅相对富集的灰白色淋溶层，而在土体下部形成三氧化物和腐殖质富集的红棕色淀积层（尹国勋和张汉瑞，1996）。同时，由于大量发育泥质薄膜和粘土矿物中高岭石含量较高，因此，从宏观特征以及粘土矿物和地球化学特征看，该类型古土壤在检索分类中应属于古老成土（palaeoeldisols）。



a．植物根，有机质为黑色，可见到根的薄壁（正交光×125）　b．颗粒表面的泥质包膜 （单偏光×125）

图 5.19　沙坝沟剖面 139 层中古老成土的微形态特征

Fig.5.19　Micromorphological characteristics of the palaeoeldisols in the layer 139 of Shabagou section

5.4 古土壤的古气候意义

古土壤是古气候条件下形成并经历了许多地质事件保存下来的土壤，它记录了土壤形成时的母质、气候、生物群落、地形（包括排水条件）和成壤作用时间等因素。当气候较干旱时，土壤将由于干旱而脱水，使得土壤的盐度增加、石灰累积，氧化性增强，而还原性减弱；当气候转湿，土壤水分增加，元素淋洗加剧，导致元素的迁移与富集，同时土壤将出现沼泽化和潜育化现象。因此，古土壤是气候变化的长期记录者（席承藩，1990），不同类型古土壤反映了其形成时的古气候条件。

Cecil (1990) 根据地层中发育的古土壤及各种岩石类型特征，建立了气候变化的模型。在该模型中，在热带和亚热带，季节性和非季节性降雨对植被、岩石风化、沉积物的剥蚀搬运以及沉积物具有明显的影响。在热带雨季气候条件下，降雨量较高，植被以热带雨林为主，岩石被强烈风化，易形成有机土和砖红壤，风化产物中以高铝粘土和石英为主，但侵蚀搬运作用较弱；在长湿短干气候条件下，植被以森林为主，也发育有机土和砖红壤，风化程度为中等到强烈，侵蚀搬运作用弱到中等；当气候为干湿交替时，降雨具有明显的季节性，植被以草地为主，化学风化中等到弱，但侵蚀搬运作用较强，可形成变性土和有机土；半干旱气候条件下，降雨较少，长期干旱，植被为沙漠草原，风化作用较弱，侵蚀搬运作用中等，在相对较潮湿的地区可发育变性土；在干旱气候条件下，极少有降雨，植被以灌木丛为主，风化作用最弱，侵蚀搬运作用也最弱，一般发育旱成土（表 5.8）。并认为煤层及淋溶性土壤反映了相对潮湿的气候，而蒸发成因的石灰岩、白云岩等代表了相对干旱的气候条件。

表 5.8　热带和亚热带古气候对季节性和非季节降雨的反应

Table 5.8　Response to nonseasonal and seasonal rainfall under tropical and subtropical temperatures

变 量	热带雨季	长湿短干	干湿交替	半干旱	干 旱
降雨量	高，非季节性	短干季节	极度季节性	短湿季节	干旱
植被	雨林	森林	草地	沙漠草原	灌木丛
化学风化程度、产物及土壤	强烈，高 Al 粘土、石英，有机土，砖红土	强烈到中等，砖红土，有机土	中等到有限，变性土，有机土？	最小，变性土	极低，旱成土
年剥蚀量	高度受限	受限到中等	强烈	中等到受限	受限
底载荷	极低	低到中等	极高	中等	极低
悬浮搬运	极低	低到中等	极高	中等	极低
溶解搬运	极低	低到中等	中等	高	低
碎屑物注入受阴	高度受限	受限	最大	中等	高度受限
与化学有关的表现	丘状泥炭沉积	席状泥炭	席状泥炭	碳酸盐岩	蒸发岩

注：降雨特征及响应是递变的，且变化较大。　（据 Cecil，1990）

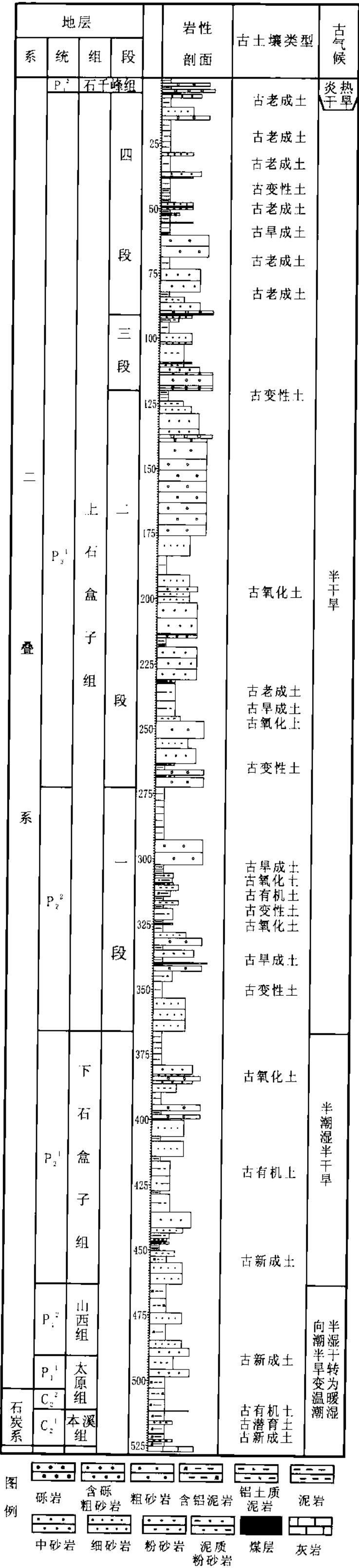


图 5.20　研究区石炭纪–二叠纪古土壤特征及其古气候

Fig.5.20 Permo-Carboniferous paleosol and paleoclimate in the research area

由于古土壤的形成不仅受古气候的影响，同时还受古地形、母质以及成壤作用时间的影响。因此，在同一成壤时间内，一般都会在不同地方形成不同类型的古土壤。而在地层的垂向剖面内，则表现为在一定时间段内，多种类型的古土壤会同时出现，而这些古土壤也都是相同古气候条件作用下形成的。在河北南部石炭系—二叠系中发育的古土壤就是这样，在任何时间段内，所发育的古土壤类型都不是完全单一的，而是几种古土壤类型的组合（邵龙义等，2005；何志平等，2005）。在本溪组主要发育古新成土、古有机土（煤层）、古氧化土，反映了本溪组沉积时由于海平面较高，海水经常侵入研究区，受海洋湿气的影响气候较为潮湿。太原组—山西组普遍发育煤层，在太原组沉积时期经常发生海侵事件，受海水的影响，气候比较潮湿，但也表现出了短期干燥的情况，如煤层底板被暴露后表现出较强的淋溶特征。主要发育古新成土、古有机土（煤层）和古潜育土，其中古潜育土实际上是早期形成的淋溶土在海侵时被海水覆盖后，再次经潜育化成壤作用的改造形成，一般为煤层底板的根土岩。下石盒子组沉积时期海水已基本退出了研究区，而以河流沉积环境为主，海洋湿气对当时古气候的影响已不如以前那么强烈，气候变得半干半湿，以及河流的间歇性泛滥，在河流泛滥盆地中发育古氧化土、古变性土、古老成土。上石盒子组沉积时期，主要发育古氧化土、古旱成土和古老成土，晚期又开始发育古变性土，反映气候以半干旱为主，到晚期气候湿度又有所增加，但主要还是半湿半干气候条件（图 5.20）。

5.5 古土壤在四级层序中的分布

在沙坝沟剖面上，发育多层不同类型的古土壤。根据区域资料以及本剖面的层序地层分析结果，这些古土壤在四级层序中的分布具有一定的规律。下面按发育时代顺序着重描述发育古土壤的典型四级层序，其中包括了海陆过渡相和陆相的四级层序。

5.5.1 晚石炭世本溪组四级层序中的古土壤

层序 S1：由第 1～8 层组成，从第 1 层至第 3 层是海平面逐渐降低过程的沉积，由碳酸盐岩潮下相转为潟湖相，经历了两次短期暴露，形成了第 3、4 层以含有植物化石的铝土质泥岩为代表的新成土和菱铁质细砂岩的氧化土，之后相对海平面抬升，在其上覆盖了沼泽相的沉积，随后继续下降，经历了一个降雨量较丰富的成壤过程，潜水面抬升，形成第 5 层以发育根化石的高岭石泥岩为代表的潜育土，在此处潜水面达到最高，因而，之前的沉积组成了海侵体系域。然后相对海平面抬升，又经历了两次短期的暴露，形成第 6、7 层以含有植物化石的铝土质泥岩为代表的新成土，海水持续升高，使第 8 层的以含菱铁矿结核夹有煤线的炭质高岭石泥岩为代表的有机土得以发育，构成了高位体系域。

5.5.2　早二叠世早期太原组四级层序中古土壤

层序 S2：包括第 9～12 层，由 TST 和 HST 组成。其发育特征如图 5.21 所示。

该层序中，底部第9层的砂岩为钙质胶结的中砂岩，含巨大的植物树干化石。该砂岩在区域上表现为厚度大，剖面上见多个透镜状砂体叠置，底部发育冲刷面，研究区该层砂岩为下切谷河道充填沉积，即低位体系域沉积；从第 10 层（铝土质泥岩）开始海侵，形成底部的鲕状铝土质泥岩，中上部的菱铁矿结核为海水达到最深的产物，这样第 10 层底可视为该层序的海侵面（ts），其顶部视为最大海泛面（mfs）；第 11～12 层组成了向上变粗的高位体系域沉积，在其顶部发育一层以泥质粉砂岩为代表的新成土。

菱铁矿一般形成于弱氧化、弱还原的介质条件，多见于潟湖、分流间湾等环境。在三角洲体系中，含大量菱铁矿结核的厚层泥岩一般形成于最大海泛期。在海侵时，随着下切谷中水体的不断加深，在低位体系域也可形成一些菱铁矿结核，但丰度较小。

5.5.3　早二叠世晚期山西组四级层序中的古土壤

层序 S3：包括第 13～17 层，由 LST 和 TST 组成。其发育特征如图 5.22 所示。

该层序中，第 13～15 层岩性为钙质中、细砂岩和鲕状铝土质泥岩，主要为障壁砂坝和潮坪环境的产物，砂岩底部发育冲刷面，砂体本身有一定的规模，并见多个透镜状砂体叠置，说明该砂体对下伏地层有侵蚀，根据这些特征我们将该砂体底部解释为一四级层序界面（亦是三级复合层序的底界），砂体本身为低位体系域下切谷充填沉积。在低位体系域顶部覆盖有以含植物碎片化石的泥质粉砂岩为代表的新成土。其上的第 16 层和第 17 层中细粒砂岩和含菱铁矿结核的铝土质泥岩组成海侵体系域的沉积，其底部为海侵面，上部含有菱铁矿结核，说明水面曾经抬升得很高。

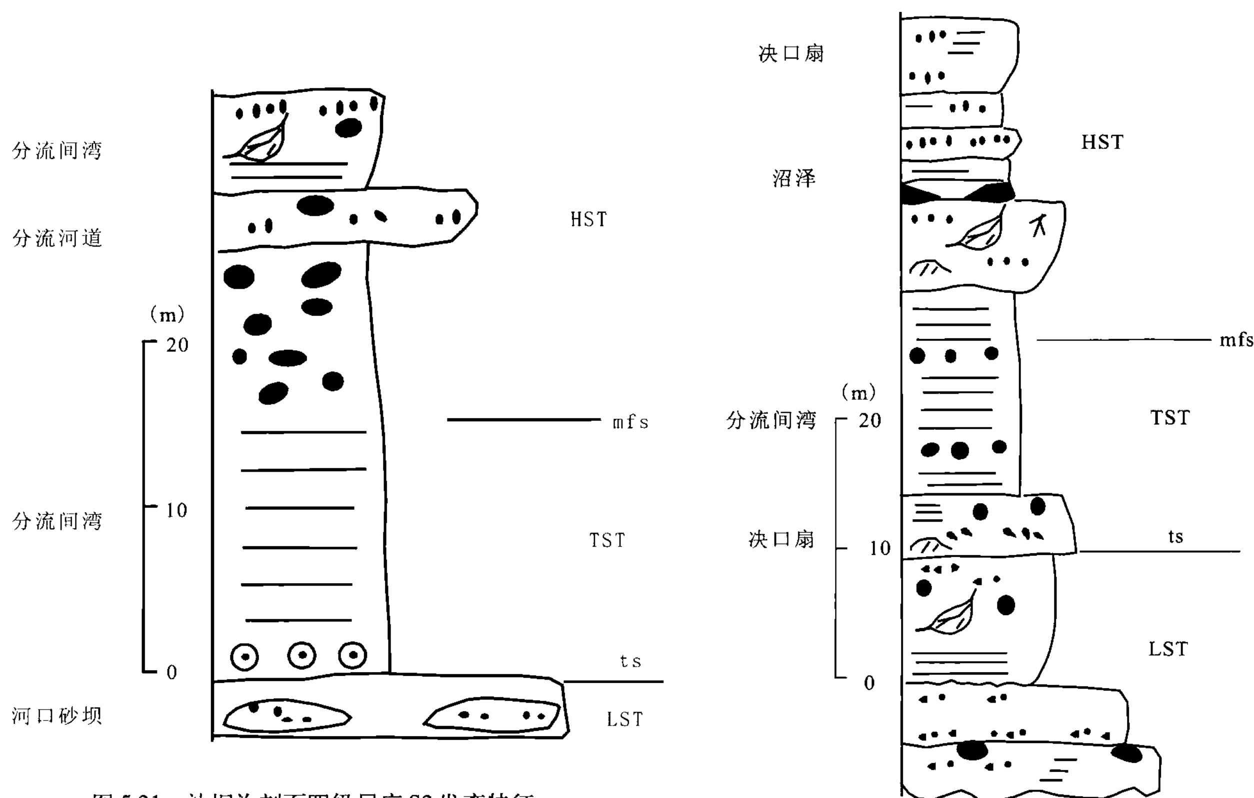


图 5.21　沙坝沟剖面四级层序 S2 发育特征
Fig.5.21　Characteristics of S2 at Shabagou section

图 5.22　沙坝沟剖面四级层序 S3 发育特征
Fig.5.22　Characteristics of S3 at Shabagou section

5.5.4 中二叠世早期下石盒子组四级层序中的古土壤

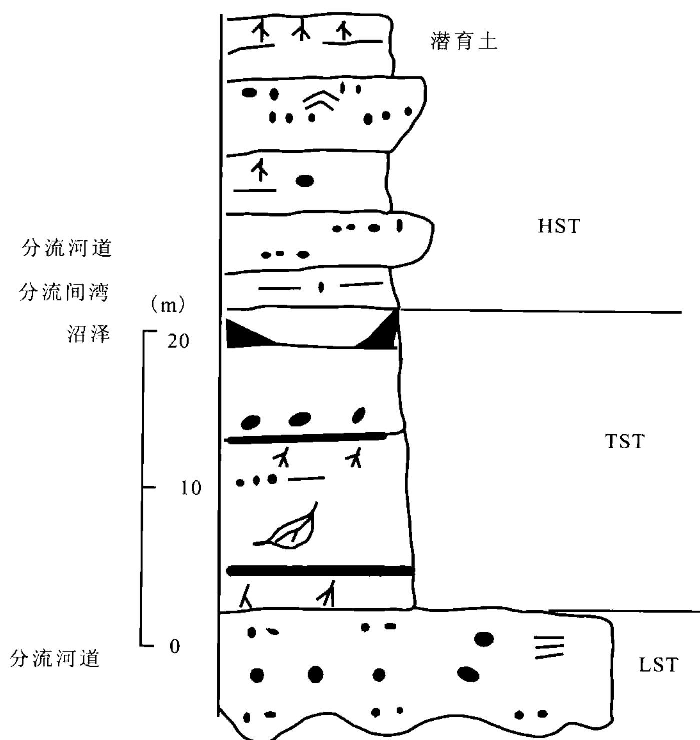


图 5.23 沙坝沟剖面四级层序 S5 发育特征

Fig.5.23 Characteristics of S5 at Shabagou Section

层序S5：包括第28～36层，由LST、TST和HST组成。其发育特征如图5.23所示。

底部的第28层以磨圆度较高、分选较好的细-中粒钙质石英砂岩为主，含菱铁矿结核，其底部发育冲刷面，是明显的下切河谷充填沉积，构成该层序的低位体系域。第29层的炭质泥岩和根化石反映了基准面的逐渐抬升，可供植物生长，向上（第30层）炭质泥岩层变厚，根化石更加丰富；到第31层形成以夹炭质泥岩和菱铁质细砂岩透镜体的粉砂质泥岩为代表的有机土，可视为最大海泛面（mfs），因此第29～31层构成TST。第32～36层发育多个向上变粗、向上变浅的反旋回，构成该层序的高位体系域沉积。

层序S6：包括第37～42层，由LST、TST和HST组成。

第37～39层发育两个向上变细的分流河道砂体，构成该层序中的低位体系域沉积。其中，分流河道为泥质胶结的粗砂岩，底部发育冲刷面（37层），其上的泥岩为分流间湾相沉积（第38层）；有些砂体如第39层，其下部为泥质胶结的细-粗粒石英砂岩，杂基含量高，砂体底面下凸，顶部为菱铁矿层，菱铁矿层与下部的粗砂岩地层之间的界面平坦，这层菱铁矿层的存在说明当时基准面已抬升到下切河谷之上的河谷间地带，其底面为该层序的海侵面。在第40层形成含少量植物化石的厚层泥岩，因此，第40层构成本层序的海侵体系域。第41层为含植物碎片的粉、细砂岩，第42层为透镜状中砂岩，其顶部发育一薄层氧化土，反映海平面已下降，有利于成壤作用的发生。因此从第40层上部到第42层组成向上变粗的高位体系域。

层序S7：包括第43～46层，由LST和TST组成。

下部第43～45层在剖面上为透镜状叠置的中砂岩，发育板状交错层理，底部与下伏地层呈冲刷接触，为该层序的低位体系域下切谷沉积。其上的第46层为巨厚层鲕状泥岩，具有铁质细密裂纹。该层在全区稳定发育，俗称“桃花泥岩”，为本层序的海侵体系域沉积。该层序高位体系域沉积因被上覆巨厚砂体所代表的下切谷侵蚀而缺失。

5.5.5 中二叠世晚期上石盒子组四级层序中的古土壤

层序S8：包括第47～49层，由LST、TST和HST组成。

第47层巨厚层状河道相中细粒砂岩，发育平行层理及冲刷面，构成本层序的低位体系域。第48层为以紫色、黄色、灰色的具有花斑状结构的泥岩为代表的变性土，花斑状泥岩下部以红色圈包绿色心为特征，说明原本为低价铁质泥岩被地表水淋滤而氧化成红色，氧化环境占主要地位；花斑状泥岩中部表现为绿色圈包红色心，甚至全部为绿色泥岩，反映由氧化环境转为还原环境的水体不断加深过程；花斑状泥岩上部又是红圈包绿色心的泥岩，其反映了从还原环境到氧化环境的基准面下降过程；在这套花斑状泥岩上还见到

白色钙结层的粘化旱成土。花斑状泥岩中部的绿色部分应该是基准面抬升到最高位置期间的沉积。第49层为一套互层状的紫色泥岩与灰色粉砂岩沉积，是该层序中、高位体系域沉积。

层序S9：包括第50～71层，由LST、TST和HST组成。其发育特征如图5.24所示。

第50～59层，包括4个向上变细的准层序，其间尽管基准面曾有几次抬升，但整体看仍为低位体系域的下切谷充填沉积。其中，第51层为由洪水泛滥带来的细粒沉积物发育成典型旱成土，第59层为决口扇的粉砂质泥岩在炎热潮湿的成壤条件下形成的氧化土。

第60～69层为一套泥岩、粉砂岩、细砂岩互层的海侵体系域沉积，且泥岩层向上变厚，反映基准面的逐渐抬升，第60层时水体已较深，形成鲕状泥岩。随着相对海平面的升高，河水冲溢堤岸，形成第61～63层的决口扇沉积，并发育变性土和氧化土这两层古土壤。持续的海侵，将新的泛滥盆地的细粒沉积物堆积在决口扇沉积物上，在沉积间歇期发育成老成土，然后又将其淹没，在潮湿的气候条件下繁殖生物，形成第65层的有机土；接着气候渐变为干旱、炎热，使第66层和第68层的天然堤沉积物发生成壤化，形成典型旱成土和氧化土。

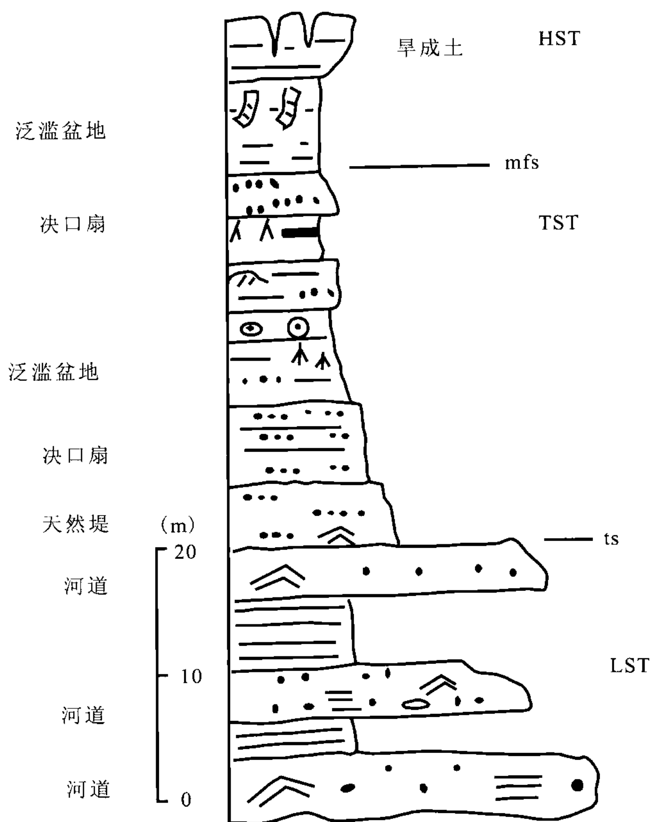


图5.24 沙坝沟剖面四级层序S9发育特征

Fig.5.24 Characteristics of S9 at Shabagou Section

第70层为发育生物扰动构造的厚层泥岩，代表该序列中水体最深的沉积，其底面为该层序的最大海泛面。它与第71层的以厚层状泥岩为代表的典型旱成土构成本层序的高位体系域，反映了该时期由于相对海平面开始下降，沉积物暴露地表接受成壤作用的过程。

5.5.6 晚二叠世早期上石盒子组四级层序中的古土壤

层序S11：包括第75～79层，由LST、TST和HST组成。

第75层为中、粗粒石英砂岩，成分成熟度高，但结构成熟度低，在剖面上表现为大型透镜状砂体侧向迁移叠置，底部发育冲刷面，可作为低位体系域。第76层下部为粉砂岩，向上变为泥岩，反映海平面逐渐抬升，水体逐渐加深，形成其顶部的菱铁质泥岩，与第77层的粉砂岩构成海侵体系域。第78层发育以花斑状紫色泥岩为代表的变性土，第79层为厚层状粉砂岩，它们组成向上变粗变薄的进积序列，为本层序的高位体系域。

层序S12：包括第80～87层，由LST和TST组成。

第80～83层构成两个向上变细的河流相沉积，为本层序的低位体系域沉积。厚层状细、中粒石英砂岩，磨圆较好，但杂基含量较高，砂体内见大型板状、槽状交错层理。其中，第81层为厚层细砂岩夹薄层泥岩，顶部发育薄层氧化土；第83层为以中、厚层状粉砂岩夹泥岩为代表的大型旱成土，反映当时的气候由炎热潮湿转为炎热干燥。

第84～87层为一套细粒沉积，以巨厚层的粉砂质泥岩为主，代表基准面抬升期的海侵体系域沉积。其中第84层和86层为老成土。该层序高位体系域被上覆第88层的巨厚层砂体冲刷而未保存下来。

层序S14：包括第93～99层，由LST、TST、HST组成。

第93～94层、第95层和第96～97层构成三个向上变细、变薄的退积准层序组，其中第93、第95和第

96 层为细、中砂岩，底部发育冲刷面，在剖面上表现为数个河道砂体迁移叠置而成，它们组成本层序的低位体系域。第 94 层为紫褐色细砂岩，由其顶部的氧化土可推知当时的气候炎热湿润，因此在河道砂体中，与老成土的形成条件相似，易溶化学元素流失，只剩下铁离子等难溶成分，使该岩层呈现出紫红色。从第 98 层的巨厚层细粒沉积推测在该层已开始海侵，从第 99 层的生物扰动构造表明第 98 层顶部应该是最大海泛面，该层应作为海侵体系域。第 99 层由三个向上变厚、变粗旋回组成，反映海平面抬升速度逐渐降低或海平面开始下降，构成本层序的高位体系域。

层序 S16：包括第 101～109 层，由 LST 和 TST 组成。

第 101～105 层为一套由巨厚层的粗、中砂岩、砾岩层组成的沉积体系，总体表现为向上变细的趋势，将其定为低位体系域。其中，第 101 层为巨厚层的粗砂岩，底部为砾岩层，可视为下切谷沉积。第 106 层下部为细砂岩，向上变为含植物碎片的粉砂岩，代表海平面的逐渐抬升。第 107 层为厚层的粉砂岩，其上发育第 108 层以紫红色泥岩为代表的老成土和第 109 层以花斑状泥岩为代表、破碎严重的变性土，反映出气候由炎热潮湿转为干湿交替，而变性土的花斑状结构不易保存，因此破碎严重。我们将第 106～109 层定为本层序的海侵体系域。

层序 S17：包括第 110～123 层，由 LST、TST、HST 组成，其发育特征如图 5.25 所示。

第 110～114 层由 4 个透镜状砂体侧向迁移叠置而成。其中，第 110～113 层均为厚层的砾岩或含砾粗砂岩，第 114 层为发育槽状交错层理的厚层中砂岩，它们构成了本层序的低位体系域。第 115～119 层由三个向上变细的准层序构成：①第 115 层为粉砂岩，顶部发育一薄层的以紫红色泥岩为代表的老成土，反映海平面开始抬升；②第 116～117 层，第 116 层为紫色细砂岩，第 117 层为紫红色粉砂岩，它们组成向上变细的序列；③第 118～119 层为两层细砂岩，由第 119 层的生物扰动构造推知该层底面可作为 mfs，因此，第 115～119 层构成海侵体系域。第 120～125 层具有向上粒度变粗的特征，为高位体系域时期的沉积。

层序 S18：包括第 126～130 层，由 LST 和 TST 组成。

第126～128层由下部的两层含砾粗砂岩和上部的一层中砂岩组成，可视为该层序的低位体系域。第129层沉积物为天然堤环境下的粉砂岩，发育沙纹层理，说明基准面逐渐抬升，河水冲开堤岸形成该层；在其上沉积的第 130 层是在泛滥盆地环境下发育的以厚层紫色泥岩为代表的老成土。因此第 129～130 层构成本层序的 TST。

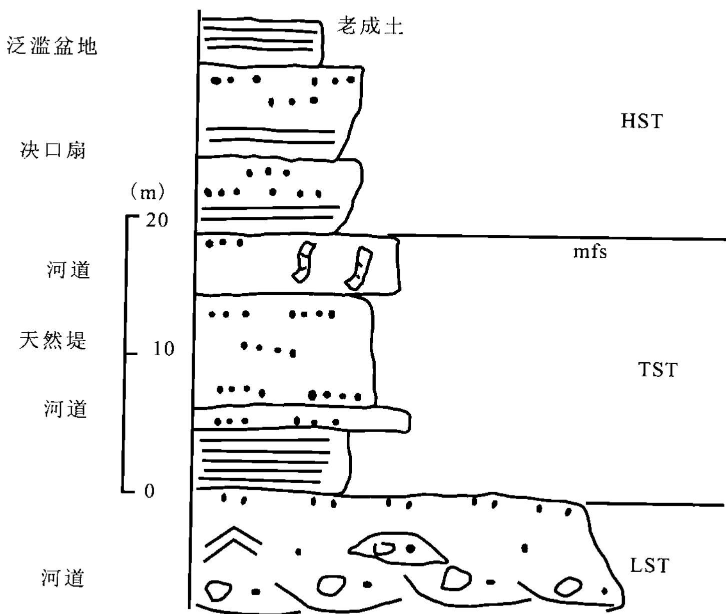


图 5.25　沙坝沟剖面四级层序 S17 发育特征

Fig.5.25　Characteristics of S17 at Shabagou section

层序 S19：包括第 131～132 层，由 LST、TST 组成。

第 131 层为巨厚层状含砾中砂岩，底部为20cm的紫色砾岩，可将其作为低位体系域的沉积。第 131 层为厚层的以紫红色泥岩为代表的老成土，为海平面抬升形成的泛滥盆地沉积产物，将其划为海侵体系域。该层序缺乏 HST。

层序 S20：包括第 133～149 层，由 LST、TST 和 HST 组成。

第 133 层为巨厚层中粗粒石英砂岩，分选、磨圆不好，可视为本层序的低位体系域。第 134 层为菱铁质鲕状泥岩，夹钙结层，可将该层底视为初始海泛面，其上为由第 135～139 层组成的一套细粒沉积物。其中，第 134 层为以夹钙结层的泥岩为代表的典型旱成土；第 135、137～139 层为四层以紫红色泥岩为代表的老成土组合，中间夹第 136

层的天然堤相细砂岩；第139层为紫红色鲕状泥岩，它们构成了该层序的海侵体系域。

第140～149层包括四个向上变粗变厚的准层序：①第140层；②第141～142层；③第143～148层；④第149层。它们构成了高位体系域沉积。其中，140～143层是在炎热潮湿气候条件下发育的，因此，无论是140层的天然堤沉积物，还是142层的决口扇沉积物，都呈现出紫红色，并使第141层和第143层的泛滥盆地沉积物经受成壤化作用成为老成土；在144层沉积时，一度为干湿交替的气候条件，形成变性土；接着在很长的一段时期为炎热潮湿的气候，形成第145～148层中的三层老成土；在高位体系域的末期，相对海平面下降，以炎热干燥气候为主，使第149层发育成典型旱成土。

层序S21：包括第150～153层，由LST和TST组成。

第150层为厚层状中砂岩，底部发育冲刷面，为下切谷砂体，构成该层序的低位体系域。第151层为一套厚层的老成土，由6个紫红色泥岩与6个灰绿色泥岩互层组成，可视为海侵形成的泛滥盆地沉积产物，其上覆盖了第152层决口扇环境的中厚层细砂岩。第153层为巨厚层的以紫色泥岩为代表的老成土。河道间泛滥盆地及决口扇沉积物相互叠置，构成了该层序的海侵体系域。

层序S22：包括第154～159层，由LST和TST组成。

第154层底部为含砾粗砂岩，中部为粗砂岩，上部为中砂岩，粒度整体上为向上变细，可视为该层序的低位体系域沉积。第155～159层构成两个向上变细变薄的准层序：①第155～156层，第155层为厚层细砂岩，第156层为厚层的以紫红色泥岩为代表的老成土；②第157～159层，第157层为中层中砂岩，第158、159层为薄层以灰绿色、紫红色泥岩为代表的老成土。可将第155～159层划为海侵体系域。

5.5.7 古土壤类型与体系域的关系

事实上，古土壤是成壤时间、地形、母质、气候、地球内动力作用等诸多因素共同作用的结果。在沉积盆地中发育的古土壤，从沉积角度来理解，它则是沉积、侵蚀和成壤作用相互作用的结果（Kraus，1999）。在稳定的构造环境下，将能够形成厚度较大、发育成熟的古土壤。但更为常见的是，由于保存下来的古土壤通常形成于沉积体系处于加积的阶段，因而，古土壤通常为多层的垂向叠加。如果侵蚀作用较弱，而沉积速率较高，则一般形成横向分布不稳定的复合古土壤；如果成壤速率大于沉积速率，则一般形成横向分布稳定的复合古土壤。因此，如果出现厚度较大、垂向叠置的古土壤，则说明当时沉积环境中侵蚀作用较弱，而沉积作用相对较为稳定。本区二叠纪太原组—下石盒子组的地层形成于海陆过渡相，上石盒子组—石千峰组形成于陆相。受相对海平面变化的影响，这两个沉积环境背景下，不同体系域古土壤具有不同的特征，主要表现在古土壤的类型、丰度等方面。

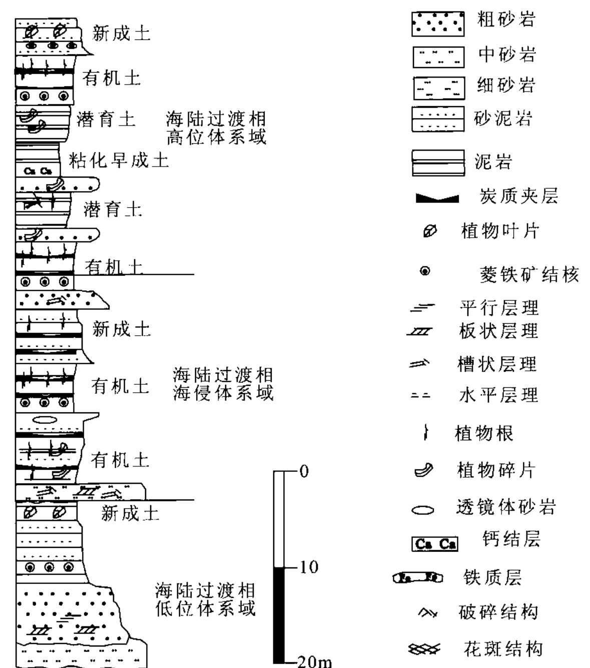


图5.26 海陆过渡环境中四级层序体系域与古土壤发育特征

Fig.5.26 Relationship between system tracts and palaeosol types in the transitional environment

5.5.7.1 海陆过渡环境（图5.26）

1）低位体系域。古土壤不发育，细粒沉积物少，以粉砂岩为主，加上海水频繁进退，成壤时间短，古土壤以古新成土为主。

2）海侵体系域。海侵体系域中一般在海侵早期发育厚度较大的有机土（煤层），晚期发育厚度较薄的新成土和氧化土（含菱铁质结核）。

3）高位体系域。由于相对海平面抬升速率下降，暴露频率较高，有利于多种类型的土壤发育，除有机

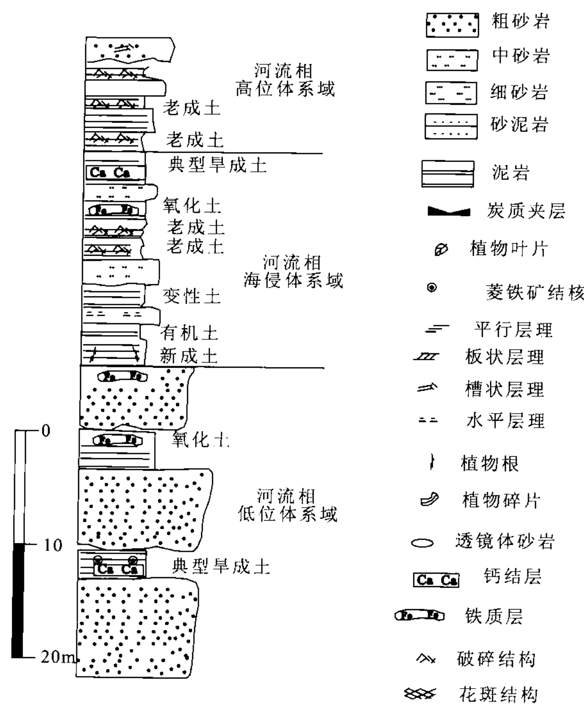


图 5.27 河流沉积环境中四级层序体系域与古土壤类型分布

Fig.5.27 Relationship between system tracts and palaeosol types in the fluvial environment

土以外，还发育潜育土和新成土；但经常的淹没与暴露及可容空间减少也使土壤层厚度较薄。

5.5.7.2 河流沉积环境（图 5.27）

1）低位体系域。由于相对海平面较低，加上气候炎热，沉积物处于缺水高温的成壤环境中，发育典型旱成土和氧化土。

2）海侵体系域。在该体系域泛滥盆地的沉积非常发育，有利于形成厚层的老成土。随着相对海平面的逐渐抬升，洪泛频繁发生，在洪泛间歇期沉积物发生成壤变化，土壤类型多，随气候由潮湿向干旱的变化，依次发育有机土、变性土、老成土、氧化土、典型旱成土，还有成壤时间较短的新成土，与其他五个类型的体系域相比，变性土的丰度在海侵体系域中是最高的。

3）高位体系域。在该区，多数高位体系域被下一个旋回的低位体系域中的深切谷切蚀而在剖面中出露较少。但在保存较好的高位体系域中，主要表现出数层老成土重叠组合，并且形成的土壤层厚度都不大，这可能是由于高位体系域末期海平面下降造成的。

在泛滥盆地上形成的古土壤的特征主要反映了局部沉积物供给和排水条件。相比之下，发育较好的河道间古土壤记录了可容空间（基准面下降）减少或为负值时期的成壤作用。泛滥盆地上古环境和古土壤类型的垂向变化，反映了可容空间增加速率的变化。当可容空间较大时，成壤作用受控于事件沉积和地下水位的波动，在地表形成发育程度较低的新成土和始成土；当可容空间较小时，地表排水条件较好，土壤发育程度较高，可形成相互堆叠的复合古土壤；当可容空间小于零时，河流下切侵蚀作用增强，使得河道间层序边界开始发育，形成河道间的古土壤；当可容空间等于零时，河谷开始充填，此时将形成分布孤立的淋溶土和老成土（McCarthy 等，1999）。

5.6 小结

1）根据宏观、微观结构、构造特征及化学指标，在临清坳陷及外围地区二叠纪地层中确定出古新成土、古潜育土、古有机土、古变性土、古旱成土、古老成土和古氧化土 7 种古土壤类型，并对每种古土壤的成因进行了分析。

2）古土壤的形成不仅受古气候的影响，同时还受古地形、母质以及成壤作用时间的影响，在同一成壤时间内，一般形成不同类型的古土壤。在地层剖面内，则表现为在一定时间段内，出现多种类型古土壤的组合。从各时期古土壤类型的组合看，河北南部晚石炭世—早二叠世气候较潮湿，中二叠世气候为长湿短干到半湿半干，晚二叠世早期发育古旱成土、古老成土，气候较为干旱，为半干旱气候，晚二叠世晚期气候湿度有所增大，发育古老成土、古变性土等。

3）在海陆过渡沉积环境中，低位体系域不发育，因而基本无古土壤层；海侵早期发育有机土（煤层），晚期发育古新成土和古氧化土（含菱铁质结核）；高位期发育古有机土、古潜育土和古新成土。在河流沉积环境中，低位期发育古旱成土和古氧化土；受海侵影响，气候呈相对潮湿和相对干旱的交替变化的状态，因而，海侵期发育包括古老成土、古有机土、古变性土、古氧化土及古旱成土等多种类型古土壤；而高位体

系域则主要发育古老成土及古变性土。

4）古土壤分布与体系域的这种关系是沉积盆地中侵蚀作用、沉积作用和成壤作用的相互平衡的结果，同时也反映了在不同沉积环境中可容空间对古土壤形成的控制作用。

6 结 论

本次研究利用测井、岩心及露头数据进行了环渤海湾西部地区石炭系—二叠系的沉积学和层序地层学研究，并着重探讨了层序地层格架中的厚煤层分布及古土壤特征。主要取得了以下四个方面的研究成果及认识。

（1）石炭系—二叠纪沉积体系及沉积特征

从18种岩相类型所反映的沉积环境及其在垂向上的组合，归纳出研究区晚古生代主要发育滨外碳酸盐岩陆棚、障壁—潟湖—潮坪、浅水三角洲、河流和湖泊5大沉积体系，且从晚石炭世到二叠纪依次发育，晚石炭世主要发育滨外碳酸盐岩陆棚和障壁—潟湖—潮坪沉积体系，早二叠世主要发育障壁—潟湖—潮坪和浅水三角洲下三角洲平原，中二叠世主要发育浅水三角洲上三角洲平原和曲流河，晚二叠世主要发育辫状河、曲流河和湖泊沉积体系。

河北南部的石炭系、二叠系古土壤、岩石特征、粘土矿物及地球化学等特征分析表明，受古大陆地理位置及其当时大地构造运动的控制，整体上研究区石炭纪—二叠纪气候由潮湿向干旱转变，受海侵的影响，石炭纪—二叠纪古气候存在着一定程度的波动。

（2）石炭系—二叠系层序地层及煤层的层序地层意义

以沉积环境分析结果以及所识别的层序界面特征为主，参考古土壤和*GR*曲线小波变换高频成分特征，将渤海湾西部的石炭系—二叠系划分为7个三级复合层序，其中包括20～25个四级层序。由于地层遭受剥蚀，在不同地区，各三级复合层序发育程度不同，其中三级复合层序V～VII因剥蚀而在大部分地区不发育或发育不全，而三级复合层序I～IV发育较全。复合层序I～III主要由海侵层序组和高位层序组组成，在部分地区发育低位层序组；复合层序IV～V基本都发育低位、海侵、高位层序组，其中低位层序组主要由以河道沉积为主的四级层序组成。复合层序VI在河北南部地区发育较全，可划分出低位、海侵和高位层序组，在其他地区只保存了低位层序组和海侵层序组的下部；复合层序VII在大部分地区都不发育，仅在河北南部发育低位层序组和海侵层序组的下部。

根据各复合层序的单因素平面分布以及沉积相连井对比和单井沉积相分析结果，复合层序I东部主要为滨外碳酸盐岩陆棚，西部以潮坪、潟湖沉积主，海水从东北侧侵入该区；复合层序II东南部为滨外碳酸盐岩陆棚，中部地区为潟湖相，障壁砂坝分布在沧州、南宫和东庞地区，海水从东南方向侵入本区；复合层序III北部和南部以三角洲平原为主，中部区域为三角洲间湾，东部为潮坪环境；复合层序IV北部和西南部为河流沉积，东南部为三角洲平原；复合层序V北部和西南部也为河流沉积，推测其东部及靠南地区发育三角洲平原和湖泊。

从岩石类型、沉积旋回特征、沉积相组合及其在剖面上的演变，结合*GR*测井曲线小波分析高频信号特征，探讨了河流—上三角洲平原和滨外陆棚—障壁潟湖—下三角洲平原体系的四级层序和三级复合层序的发育模式。

在河流—上三角洲平原沉积环境中，低位层序组表现为复合的辫状河道侵蚀充填或广泛分布的河流砂岩席。层序界面之下的高位层序组以河道沉积由下向上由孤立到复合的变化趋势为特征，而在界面之上的低位层序组则为相反的趋势。三级复合层序边界即为厚度最大的复合河道沉积的底面。海侵层序组则由多次河道决口形成的泛滥盆地泥岩和决口扇细砂、粉砂岩组成的四级层序叠置而成。在河道不发育的地区，层序边界的识别需依赖于古土壤。

在下三角洲平原—障壁—潟湖—滨外陆棚沉积环境中，一个三级海平面变化旋回中，有利于煤层沉积的过渡环境随海平变化而发生迁移，由于在同一时间内，地理位置不同海平面变化速率存在差异，导致不同

地理位置出现有利于泥炭堆积的海平面变化速率的时间不同，靠陆一侧三角洲平原沉积环境中，厚煤层出现在最大海泛面位置；而靠海一侧障壁—潟湖沉积环境中，厚煤层则出现在初始海泛面的位置，但在三级复合层序中，厚度最大、分布最广的煤层主要形成于最大海泛面附近的位置。而在四级层序中，以石灰岩或含海相动物化石泥岩为顶板的煤层主要出现在海侵过程。

环渤海湾西部地区石炭系—二叠系三级复合层序II的厚煤层主要形成于三级初始海泛期间，而三级复合层序III的厚煤层主要形成于三级最大海泛期间。

(3) 石炭系—二叠系古土壤及其古气候和层序地层学意义

根据宏观结构、构造特征、颜色、微观结构、粘土矿物及常量元素分布特征，在河北南部的沙坝沟和邢台矿区石炭纪、二叠纪地层中识别出古新成土、古潜育土、古有机土、古变性土、古旱成土、古老成土和古氧化土7种古土壤类型。

河北南部晚石炭世—早二叠世主要发育潮湿气候条件下的古新成土、古有机土和古氧化土；到中二叠世气候为长湿短干到半湿半干，主要发育古有机土、古潜育土及古变性土；晚二叠世早期为半干旱气候，主要发育古旱成土、古老成土和古氧化土，晚二叠世晚期气候湿度有所增大，主要发育古老成土、古变性土等。

在下三角洲平原和潮坪/潟湖沉积环境中，四级层序主要发育高位体系域和海侵体系域，在海侵体系域中主要为古新成土、古氧化土、古有机土和古潜育土的组合，在高位体系域中则主要为古新成土、古有机土的组合；在河流沉积环境中，四级层序低位、海侵和高位体系域都发育，在低位体系域中主要为古旱成土和古氧化土的组合，在海侵体系域中主要为古有机土、古变性土、古老成土、古氧化土、古旱成土的组合，在高位体系域中则主要为古老成土和古变性土的组合。

(4) 小波分析在石炭系—二叠系层序地层研究中的应用

小波变换多尺度分解方法与地质分析相结合，寻找与沉积旋回单元吻合的小波变换尺度，利用该尺度下*GR*测井曲线小波变换高频周期信号可以进行较为合理的沉积旋回单元划分。

地质方法分析的层序地层划分结果与*GR*测井曲线小波变换高频周期信号对比分析，寻找与层序地层单元（包括三级复合层序和四级层序）相当的高频周期信号，将其应用于沉积层序单元划分。把不同级别层序地层单元对应的小波变换高频信号叠加，用于分析控制层序地层发育的基准面变化特征。

参 考 文 献

柏涛，徐志伟. 2002. 时频分析及其在松南地区的应用. 世界地质，21（1）: 71～75

陈代钊. 1997. 河流沉积占优势地层中高频层序地层. 地质科学，32（4）: 432～443

陈世悦，徐凤银，刘焕杰. 2000. 华北晚古生代层序地层与聚煤规律，北京：石油大学出版社，162

陈世悦，刘焕杰. 1999. 华北石炭纪—二叠纪层序地层格架及其特征. 沉积学报，17（1）: 62～70

陈世悦，刘焕杰. 1994. 华北石炭纪—二叠纪层序地层学研究特征. 岩相古地理，14（5）: 11～20

陈世悦，刘焕杰. 1995. 华北晚古生代层序地层模式及其演化. 煤田地质与勘探，23（5）: 1～5

陈世悦. 2000. 华北石炭纪—二叠纪海平面变化对聚煤作用的控制. 煤田地质与勘探，28（5）: 8～11

陈涛，王欢，张祖清等. 2003. 粘土矿物对古气候指示作用浅析. 岩石矿物学杂志，22（4）: 416～420

陈旸，陈骏，刘连文. 2001. 甘肃西峰晚第三纪红粘土的化学组成及化学风化特征. 地质力学学报，7（2）: 167～175

陈一鸣，朱德怀，任康等. 1994. 测井资料解释. 北京: 石油工业出版社

陈钟惠，武法东，张守良等著. 1993. 华北晚古生代含煤岩系的沉积环境和聚煤规律. 武汉: 中国地质大学出版社

程爱国，林大扬主编. 2001. 中国聚煤作用系统分析. 徐州: 中国矿业大学出版社

程爱国，魏振岱. 2001. 华北晚古生代聚煤盆地层序地层与聚煤作用关系的探讨. 中国煤田地质，13（2）: 7～10

程东，柴东浩，程保洲. 1996. 华北晚古生代含煤岩系以层序古地理为背景的聚煤特征. 华北地质矿产杂志，11（4）: 587～595

程宝洲，郭敏泰等（山西煤田地质局）. 1992. 山西晚古生代沉积环境与聚煤规律，太原：山西科技出版社，276

崔凤林，管叶珺. 1992. 时频分析——薄互层结构研究的新途径. 石油物探，31（2）: 1～15

曹代勇，王延斌，唐跃刚，杜美利. 2001. 渤海湾盆地深层烃源岩生烃条件研究，北京：地质出版社

邓宏文，王红亮，宁宁. 2000. 沉积物体积分配原理——高分辨率层序地层学的理论基础. 地学前缘（中国地质大学，北京），7（4）: 305～313

董臣强，王军，张金伟. 2002. 时频分析技术在三角洲层序分析中的应用. 断块油气田，9（2）: 18～21

窦建伟，邵龙义，张鹏飞. 1997. 河北省南部晚古生代含煤岩系层序地层研究[A]. 见:顾家裕等主编.层序地层学及其在油气勘探中的应用论文集. 北京:石油工业出版社，129～133

窦建伟. 1997. 河北省南部晚古生代层序地层学研究. 中国矿业大学（北京）硕士学位论文（邵龙义指导）

飞思科技产品研发中心编著. 2003. MATLAB6.4 辅助小波分析与应用. 北京: 电子工业出版社

冯有良，周海民，李思田等. 2004. 陆相断陷盆地层序类型与构造特征. 地质论评，50（1）: 43～49

冯增昭. 1997. 华北下奥陶统岩相古地理新探. 华东石油学院学报，(3):57～79

冯增昭. 2003. 我国古地理学的形成、发展、问题和共识. 古地理学报，5（2）:129～141

冯增昭. 2004. 单因素分析多因素综合作图法——定量岩相古地理重建. 古地理学报，6（1）:3～19

冯增昭，王英华，张吉森等. 1990. 华北地台早古生代岩相古地理. 北京：地质出版社

高全洲，陶贞，董光荣. 2001. 微量元素记录的化学风化和气候变化——以巴丹吉林沙漠查格勒布鲁剖面为例. 中国沙漠，21（4）: 374～379

葛宝勋，尹国勋，李春生. 1985. 山西阳泉矿区含煤岩系沉积环境及聚煤规律探讨. 沉积学报，3（3）: 33～44

顾家裕. 1995. 陆相盆地层序地层学格架概念及模式. 石油勘探与开发，22（4）: 6～10

郭正堂，丁仲礼，刘东生. 1996. 黄土中的沉积 - 成壤事件及第四纪气候旋回. 科学通报，41（1）: 56～59

河北煤田地质勘探公司. 1991. 河北晚古生代有孔虫生物地层. 北京：科学出版社

何志平，邵龙义，刘永福等. 2005. 河北南部石炭纪—二叠纪古气候演化特征，沉积学报，23（3）:454～460

何志平. 2005. 环渤海湾西部石炭—二叠系高分辨率层序地层及古土壤研究，中国矿业大学（北京）博士学位论文，160 页。(导师:邵龙义教授)

胡受权，郭文平，杨凤根等. 2000. 断陷湖盆陡坡带陆相层序地层的“沉积滨线坡折”问题探讨. 古地理学报，2（4）: 20～30

胡受权，王英民，王勇. 1998. 断陷湖盆陆相层序过程——响应机制的单因素计算机模拟. 贵州工业大学学报，27（1）: 61～70

黄昌勇. 2000. 土壤学. 北京: 中国农业出版社

黄成敏，王成善. 2006. 晚第三纪以前形成古土壤的鉴别、分类及其在古环境研究中的应用. 地球科学进展. 21（9）：911～917

黄汲清. 1987. 中国及邻区特提斯海的演化. 北京: 地质出版社

黄瑞采. 1990. 土壤微形态学发展及应用. 北京: 高等教育出版社

纪友亮，张士奇，张宏等. 1997. 层序地层学原理及层序成因机制模式. 北京:地质出版社

蓝先洪. 1990. 粘土矿物作为古气候指标矿物的探讨. 地质科技情报，9（4）: 31～35

雷克辉，朱广生，毛宁波等. 1998. 在小波时频域中研究沉积旋回. 石油地球物理勘探，33（增刊 1）:72～78

李宝芳，温显端，李贵东. 1999. 华北石炭系、二叠系高分辨率层序地层分析. 地学前缘，6: 81～92，增刊

李思田，李祯，林畅松等. 1993. 含煤盆地层序地层分析的几个基本问题. 煤田地质与勘探，21（4）: 1～9

李思田. 1997. 联合古陆演化周期中超大型含煤及含油气盆地的形成. 地学前缘，4（4）: 299～304

李春生. 1984. 山西阳泉矿区二叠系山西组的沉积特征与沉积环境. 焦作矿业学院硕士学位论文.（导师：葛宝勋教授）

李瑞军. 2002. 冀南石炭二叠纪古土壤特征及其在层序地层学研究中的应用. 中国矿业大学（北京）硕士学位论文，76 页.(导师:邵龙义)

李增学，魏久传. 1998. 华北陆表海盆地南部层序地层分析. 北京：地质出版社

李增学，魏久传，王明镇等. 1996. 华北南部晚古生代陆表海盆地层序地层格架与海平面变化. 岩相古地理，16（5）: 1～10

李增学. 1994. 内陆表海聚煤盆地的层序地层分析——华北内陆表海聚煤盆地的研究进展. 地球科学进展，9（6）: 65～70
李增学，魏久传，韩美莲，2001. 海侵事件成煤作用——一种新的聚煤模式. 地球科学进展，16（1）: 120～124
李增学等. 1996. 内陆表海含煤盆地III级层序的划分原则及基本构成特点. 地质科学，31（2）: 187～191
林畅松，解习农，张燕梅等. 1998. 二维沉积层序计算机模拟研究. 沉积学报，16（2）: 68～73
林畅松，刘景彦，刘丽军等. 2002. 高精度层序地层分析：建立沉积相和储层规模的等时地层格架. 现代地质，16（3）: 276～281
林畅松，潘元林，肖建新等. 2000. “构造坡折带”——断陷盆地层序分析和油气预测的重要概念. 地球科学——中国地质大学学报，25（3）: 260～266
林畅松，张燕梅. 1999. 盆地的形成和充填过程模拟:以拉伸盆地为例. 地学前缘，006（B05）: 139～146
刘宝珺. 1980. 沉积岩石学. 北京: 地质出版社
刘宝珺，曾允孚. 1985. 岩相古地理基础和工作方法. 北京: 地质出版社
刘传虎，刘福贵，李卫忠. 1996. 时频分析方法及在储层预测中的应用. 石油地球物理勘探，31（增刊1）: 11～20
刘春生，张晓春著. 2002. 实用小波分析. 徐州: 中国矿业大学出版社
刘和. 1990. 河南平顶山砂岩组与晚二叠世上石盒子组接触关系及时代归属问题的探讨. 河南煤田地质，（总9）: 30～37
刘焕杰，桑树勋，施健. 1997. 成煤环境的比较沉积学研究—海南岛红树林潮坪与红树林泥炭. 徐州: 中国矿业大学出版社
刘焕杰，张瑜瑾，王宏伟等. 1991. 准格尔煤田含煤建造岩相古地理学研究 1. 北京: 地质出版社
陆景冈. 1997. 土壤地质学. 北京:地质出版社
马永生，田海芹等. 2006. 华北盆地北部深层层序古地理与油气地质综合研究. 北京: 地质出版社
孟祥化，葛铭. 2001. 中国华北地台二叠纪前陆盆地的发现及其证据. 地质科技情报，20（1）: 8～14
庞奖励，黄春长. 2001. 陕西五里铺黄土剖面中微量元素地球化学特征. 长春科技大学学报，34（2）: 180～184
彭格林，钟蓉，唐伟忠. 1999. 华北地台西缘晚石炭世—早二叠世早期海水进退及其与聚煤作用的关系. 古地理学报，1（2):18～27
桑树勋，陈世悦，刘焕杰. 2001. 华北晚古生代成煤环境与成煤模式多样性研究. 地质科学，36（2）: 212～221
尚冠雄，汪曾荫等.（中国煤田地质总局）.1993.华北晚古生代聚煤规律与找煤总报告，（内部资料）
尚冠雄. 1995. 华北晚古生代聚煤盆地造盆构造述略. 中国煤田地质，7（2）: 1～7
尚冠雄等(中国煤田地质总局). 1997. 华北地台晚古生代煤地质学研究. 太原: 山西科学技术出版社
尚洪田，黄小彬，邢政. 2007. 河北省晚古生代煤系层序地层与聚煤特征研究. 中国煤田地质，19（3）: 1～5
邵龙义，陈家良，李瑞军等. 2003. 广西合山晚二叠世碳酸盐岩型煤系层序地层分析. 沉积学报，21（1）: 168～174
邵龙义，窦建伟，张鹏飞. 1998. 含煤岩系沉积学和层序地层学研究现状与展望. 煤田地质与勘探，26（1）: 4～9
邵龙义，张鹏飞，窦建伟等. 1999. 含煤岩系层序地层分析的新认识—兼论河北南部晚古生代层序地层格架. 中国矿业大学学报，28（1）: 20～24
邵龙义，张鹏飞. 1998. 含煤岩系层序地层模式. 长春科技大学学报（专辑），67～72
邵龙义，张鹏飞. 1997. 论幕式聚煤作用及含煤岩系层序地层学研究[A]. 见: 顾家裕等主编. 层序地层学及其在油气勘探开发中的应用论文集. 北京: 石油工业出版社，124～128
邵龙义，何志平，罗文林等. 2005. 河北省南部石炭系、二叠纪煤系土壤特征. 西安石油大学学报（自然科学版），20（3):6～10
邵龙义，张鹏飞，刘钦甫，郑茂杰. 1992. 湘中地区下石炭统测水组沉积层序及幕式聚煤作用，地质论评，38（1):52～59
汪曾荫，刘汉男，唐锦秀等. 1996. 华北地台晚古生代含煤地层多重划分. 华北地质矿产杂志，11（1）: 9～23
汪曾荫. 1995. 华北地台晚古生代年代地层系统. 中国煤田地质，7（3）: 17～23
王鸿祯，史晓颖. 1998. 沉积层及海平面旋回的分类级别. 现代地质，12（1）: 1～16
王鸿祯，杨森楠，刘本培等. 1990. 中国及邻区构造古地理和生物古地理. 武汉:中国地质大学出版社
王鸿祯. 1990. 中国邻区构造古地理. 武汉:中国地质大学出版社
王随继，黄杏珍，妥进才等. 1997. 泌阳凹陷核桃园组微量元素演化特征及其古气候意义. 沉积学报，15（1）: 65～70
王颖，朱大奎，曹桂云. 2003. 潮滩沉积环境与岩相对比研究. 沉积学报，21（4）: 538～546
吴国炎. 1997. 华北铝土矿的物质来源及成矿模式探讨. 河南地质，15（3）: 161～166
吴因业. 1996. 煤层——一种陆相盆地中的成因层序边界. 石油学报，17（4）: 28～35
武法东，陈钟惠，张守良等. 1994. 华北晚古生代含煤盆地层序地层初探. 中国煤田地质，6（1）: 11～18
席承藩. 1990. 土壤是气候变化的长期记录者. 第四纪研究，1: 82～90
谢家荣著. 1948.张宏远及邵龙义译. 2001.古地理为探矿工作之指南. 古地理学报，3（4):1～9
杨利军. 2000. 临清坳陷及外围地区晚古生代古土壤及层序地层学研究，中国矿业大学(北京)硕士学位论文，95(导师:邵龙义教授)
杨利军，邵龙义，张鹏飞. 2002. 古土壤的类型及识别标志. 中国煤田地质，（14）3: 1～3
杨振宇，马醒华，黄宝春等. 1998. 华北地块显生宙古地磁视极移曲线与地块运动. 中国科学（D辑），28，增刊，44～56
叶良苗，裘亦楠. 1991. 河流相古土壤及其在河流沉积地层对比中的应用，沉积学报，9（2）: 63～70
叶庆全，袁敏编著. 2002. 油气田开发常用名词解释. 北京：石油工业出版社
尹国勋. 1985. 河南禹县下二叠统紫红色泥岩和紫斑泥岩的成因. 煤田地质与勘探，（3）: 8～12
尹国勋，张汉瑞. 1996. 河南济源晚三叠世古土壤及其意义，地层学杂志，20（2）: 128～133
余继峰. 2003. 陆表海聚煤盆地沉积层序特征多分辨识别及其方法研究——以山东沉积区C-P地层为例. 中国矿业大学博士学位论文（刘焕杰，李增学指导）
张凤荣，马步洲，李连捷编著. 1992. 土壤发生与分类学. 北京: 北京大学出版社
张鹏飞，邵龙义，代世峰. 2001. 华北地台晚古生代海侵模式刍议. 古地理学报，3（1）: 15～24

张鹏飞. 1990. 沉积岩石学. 北京: 煤炭工业出版社

张鹏飞，彭苏萍，邵龙义等. 1993. 含煤岩系沉积环境分析. 北京: 煤炭工业出版社

张玉芬，熊维纲，杜幸麟. 1995. 时频分析方法在薄储集层横向预测中的应用. 地质科技情报.14（1）: 83～88

赵景波. 2001. 陕西黄土高原 500 ka BP 的古土壤与气候带迁移. 地理学报，56（3）: 323～331

朱筱敏，康安，王贵文. 2003. 陆相坳陷型和断陷型湖盆层序地层样式探讨. 沉积学报，21（2）: 283～287

Aitken J F & Flint S S .1995.The applicaiton of high resolution sequence stratigraphy to fluvial systems: a case study from the Upper Carboniferous Breathitt Group，eastern Kentucky，USA. Sedimentology，42: 3～30

Aitken J F and Howell J A.1994.High resolution sequence stratigraphy: innovations, applications and future prospects[A]. In: Howell, J. A. and Aitken, J. F.（eds.）High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications[C]. Geological Society, London, Special Publication 104: 1～9

Aitken J F & Flint S S.1994.High-frequency sequences and the nature of incised-valley fills in fluvial systems of the Breathitt Group（Pennsylvanian）, Appalachian Foreland Basin，eastern Kentucky[A]. In: Dalrymple R. W.，Boyd R.，Zaitlin B.A.(eds). Incised Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences[C]. SEPM Special Publication，51: 353～368

Arditto P A.1991.A sequence stratigraphic analysis of the Late Permian Succession in the Southern Coalfields，Sydney Basin，New South Wales. Australian Journal of Earth Sciences，38: 125～137

Bellotti P Chioccl F L Milli S Tortora P and Valeri P.1994.Sequence stratigraphy and depositional setting of the Tiber delta: integration of high-resolution seismics，well logs，and archeological data. [J]. Sediment. Res.B64: 416～432

Birkeland P W.1997.Soils and geomorphology[M]. Oxford Univ. Press，New York，N.Y.372pp

Bohacs K Suter J .1997.Sequence stratigraphic distribution of coaly rocks: fundamental controls and paralic examples[J]. AAPG Bulletin，81: 1612～1639

Brady N C and Weil R R.1999.The Nature and Properties of Soils （12th edn)[M]. Prentice Hall，Upper Saddle River，NJ.，881pp

Brown L F Jr Benson J M Brink G J Doherty S et al.1995.Sequence stratigrphy in offshore South African Divergent Basins. An atlas on exploration for Cretadeous lowstand traps by Soekor （Pty）Ltd. Am. Assoc. Pet. Geol.，Stud. Geol.，41:184

Brown L F and Fisher W L.1977.Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazil rift and pull-apart basins. In: C.E. Payton（eds），Seismic Stratigraphy -Application to Hydrocarbon Exploration. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.，26: 213～248

Burton R Kendall C G St C & Leache I.1987.Out of our depth: on the impossibility of fathoming eustasy from the stratigraphic record. Earth Science Reviews，24，237～277

Buurman P.1975.Possibilities of palaeopedology. Sedimentology，22: 289～298

Cecil C B.1990.Palaeoclimate controls on stratigraphic repetition of chemical and siliciclastic rocks. Geology，18（8）: 533～536

Church K D n and Gawthorpe R L.1997.Sediment supply as a control on the variability of sequences: an example from the late Namurian of northern England. J. Geol. Soc. London，154: 55～60

Ciaran O' Byrne J and Flint S.1996.Interfluve sequence boundaries in the Grassy Member, Bool Cliffs, Utah: criteria for recognition and implication for subsurface correlation[A]. In: Howell，J. A. and Aitken，J. F，(Editors)，High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications. Geological Society，London，Special Publication No.，104: 371

Cross T A.1994.High-resolution stratigraphic correlation from the perspective of base-level cycles and sediment accommodation. In: Proceedings of Northwestern European Sequence Stratigraphy Congress，105～123

Cross T A.1988.Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles，Upper Cretaceous，Western Interior，USA. In: Wilgus，C.K.，Hastings，B.S.，Kendall，C.G. St. C.，Posamentier，H.W.，Ross，C.A. & Van Wagoner，J.C.(eds)，Sea-level changes: an integerated approach. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists，Special Publication，42: 371～380

Diessel C Boyd R Wadsworth J Leckie D Chalmers G.2000.On balanced and unbalanced accommodation/peat accumulation ratios in the Cretaceous coals from Gates Formation，Western Canada，and their sequence-stratigraphic significance. International Journal of Coal Geology，43: 143～186.

Diessel C F K.1992.Coal-Bearing Depositional Systems. Berlin: Springer，721 pp

Driese S G Jacobs J R Nordt L C.2003.Comparison of modern and ancient Vertisols developed on limestone in terms of their geochemistry and parent material. Sedimentary Geology，157: 49～69

Flint S S Aitken J F & Hampson G .1995.Application of sequence stratigraphy to coal-bearing coastal plain successions: implications for the UK coal measures. In: Whateley，M.K.G. & Spears，D.A.(eds)，European coal geology. Geological Society，London，Special Publication，82: 1～16

Frazier D E.1967.Recent deltaic deposits of the Mississippi river: their development and chronology. Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.，17: 287～315

Galloway W E.1989.Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding surface bounded depositional units. American Association of petroleum Geologists Bulletin，73: 125～142

Gibling M R Bird D G.1994.Late Carboniferous cyclothems and alluvial palaeovalleys in Sydney basin，Nova Scotia. Geological Society of America Bulletin，106: 105～117

Hamilton D S Tadros N Z.1994. Utility of coal seams as genetic stratigraphic sequence boundaries in non-marine basins: an example from the Gunnedah basin，Australia.AAPG Bull.，78: 267～286

Hampson G Elliott T Flint S S.1996.Critical application of high-resolution sequence stratigraphic concepts to the Rough Rock Group （Upper Carboniferous）of northern England. In: Howell J A，Aitken J F （eds.）High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications, Special Publication of the Geological Society，London，104: 221～246

Hampson G.1995.Discrimination of regionally extensive coals in the Upper Carboniferous of the Pennine Basin. UK using high resolution sequence

stratigraphic concepts. In: Whateley, M.K.G. & Spears, D.A.(eds), European coal geology. Geological Society, London, Special Publication, 82: 79～97

Haq B U Hardenbol J & Vail P R.1988.Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G. St. C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C.(eds), Sea-level changes: an integerated approach. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication, 42: 71～108

Hartley A J. 1993.A depositional model for the Mid-westphalian A to late Westphalian B Coal Measures of South Wales[J]. Journal of the Geological Society, London. (150): 1121～1136

Heckel P H.1995.Glacial-Eustatic Base-Level-Climatic model for late middle to late Pennsylvanian coal-bed formation in the Appalachian basin[J], Journal of Sedimentary Research, B65 (3): 348～356

Henriksen S and Weimer P.1996.High-frequency depositional sequences and stratal stacking patterns in Lower Pliocene coastal deltas, Mid-Norwegian continental shelf. Am. Assoc. Pet. Geol., Bull., 80: 1867～1895

Holz M Kalkreuth W & Banerjee I.2002.Sequence stratigraphy of paralic coal-bearing strata: an overview. International Journal of Coal Geology, 48: 147～179

Hubert J F.1977.Palaeosol caliche in the New Haven Arkose, Connecticut: record of semiaridity in Late Triassic -early Jurassic time. Geology, 5: 302 ～304

Izart A Sachsenhofer R F Privalov V A Elie M Panova E A Antsiferov V A Alsaab D Rainer T Sotirov A Zdravkov A Zhykalyak M V .2006.Stratigraphic distribution of macerals and biomarkers in the Donets Basin: Implications for paleoecology, paleoclimatology and eustacy. International Journal of Coal Geology, 66 (1-2): 69～107

Jervey M T.1988.Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression.In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G. St. C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C.(eds), Sea-level changes: an integerated approach. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication, 42: 47～70

Kemp R A.1998.Role of micromorphology in palaeopedological research. Quaternary International, 51/52: 133～141

Kraus M J and Bown T M.1986.Palaeosols and time resolution in alluvial stratigraphy, In: Wright, V.P.(eds), Palaeosols: Their Recognition and Interpretation. Blackwell Scientific, Oxford, pp. 180～207

Kraus M J.1999.Palaeosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. Earth Science Reviews, 47: 41～70

Leeder M R.1975.Pedogenic carbonates and flood sediment accretion rates: a quantitative mcdel for alluvial arid -zone lithofacies. Geol. Mag., 112: 257～70

Macphail R I.1986.Palaeosols in archaeology: their role in understanding Flandrian pedogenesis. In: V.P. Wright (Editor), Palaeosols: Their Recognition and Interpretation. Blackwell Scientific, Oxford, 263～290

McCabe P J Parrish J T.1992.Controls on the distribution and quality of Cretaceous coals. GSA Special Paper, 267: 1～16

McCarthy P J Faccini U F and Plint A G.1999.Evolution of an ancient coastal plain: palaeosols, interfluves and alluvial architecture in a sequence stratigraphic framework, Cenomanian Dunvegan Formation, NE British Columnbia, Canada. Sedimentology, 46: 861～891

McCarthy P J Martini I P Leckie D A.1998.Use of micromorphology for palaeoenvironmental interpretation of complex alluvial palaeosols: an example from the Mill Creek Formation (Albian), southwestern Alberta, Canada, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 143: 87～110

McCarthy P J Ubiratan F Faccini A. 1999.Guy Plint. Evolution of an ancient coastal plain: palaeosols, interfluves and alluvial architecture in a sequence stratigraphic framework, Cenomanian Dunvegan Formation, NE British Columnbia, Canada. Sedimentology, 46: 861～891

McCarthy P J & Plint A G.1998.Recognition of interfluve sequence boundaries: integrating palaeopedology and sequence stratigraphy. Geology, 26: 387～390

McCarthy P J Martini I Peter Leckie Dale A.1998.Use of micromorphology for palaeoenvironmental interpretation of complex alluvial palaeosols: an example from the Mill Creek Formation (Albian), southwestern Alberta, Canada, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 143: 87～110

Miall A D.1986.Eustatic sea-level changes interpreted from seismic stratigraphy: a critique of the methodology with particular reference to the North Sea Jurassic record. American Association of petroleum Geologists Bulletin, 70: 131～137

Miall A D.1992.Exxon global cycle chart: an event for every occasion? Geology, 20: 787～790

Miall A D.1991.Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. Journal of Sedimentary Petrology, 61:497～505

Mitchum R M Jr and Van Wagoner J C.1991.High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence- stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. Sediment. Geol., 70: 131～164

Mitchum R M Jr Vail P R and Thompson S.1977.Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: C.E. Payton(eds), Seismic Stratigraphy -Application to Hydrocarbon Exploration. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., 26: 213～248

Morrison R B Lake I.1964.Geology of southern Carson Desert, Nevada. US. Geol. Surv. Prof. Pap. 401., 156 pp

NACSN.1983.North American stratigraphic code. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 67: 841～875

Nesbitt H W and Young G M.1989.Formation and diagenesis of weathering profiles. Am. J. Sci., 97: 129～147

Nettleton W D Brasher B R Benham E C and Ahrens R J.1998.A Classification System For Buried Palaeosols. Quaternary International, 51/52: 175～183

Nettleton W D Olson C G.2000.Wysocki D.A.. Palaeosol classification: Problems and solutions, Catena, 41: 61～92

Nystuen J P.1998.History and development of sequence stratigraphy. In F.M. Gredstein, K.O. Sandvik and N.J. Milton (eds). Sequence stratigraphy -Concepts and applications. NPF Special Publication 8, pp.31～116

O' Byrne C J & Flint S S.1993.High-resolution sequence stratigraphy of Cretaceous shallow marine sandstones, Book Cliffs outcrops, Utah, USA -application to reservoir modeling. First break, 11: 445～459

Olson C G & Nettleton W D.1998.Palaeosols And The Effects Of Alteration. Quaternary International, 51/52: 185～194

Partington M A Mitchner B C Milton N J & Fraser A J.1995.Genetic sequence stratigraphy for the North Sea Late Jurassic and Early Cretaceous: distribution and prediction of Kimmeridgian—Late Ryazanian reservoirs in the North Sea and adjacent areas. In: Parker, J.R. (eds). Petroleum geology of North Sea Europe: proceddings of the 4th conference. Geological Society, London, 347～370

Petersen H I Bojesen J A Koefoed Nytoft H P Suilyk F Therkelsen J Vosgerau H. 1998.Relative sea level changes recorded by paralic liptinite-enriched coal faciescycles, Middle Jurassic Muslingebjerg Formation, Hochstetter Forland, Northeast Greenland. International Journal of Coal Geology, (36): 1～30

Posamentier H W & Allen G E.1993.Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors. Sedimentaty Geology, 86:91～109

Posamentier H W & James D E.1993.An overview of sequence-stratigraphic concepts: uses and abuses. In: Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U. & Allen, G.P. (eds). Sequence stratigraphy and facies associations. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 18: 3～18

Posamentier H W & Weimer P.1993.Siliciclastic sequence stratigraphy and petroleum geology -where to fron here? American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 77:731～742

Posamentier H W Jervey M T & Vail P R.1988.Eustatic controls on clastic deposition I -conceptual framework. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G. St. C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (eds), Sea-level changes: an integerated approach. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication, 42: 109～124

Retallack G J.1998.Core Concepts Of Palaeopedology. Quaternary International, 51/52: 203～212

Retallack G J.1976.Triassic palaeosols in the upper Narrabeen Group of New South Wales. Part I. Features of the palaeosols. J. Geol. Soc. Aust., 23: 383～99

Retallack G J.1988.Field recognition of palaeosols. In: J. Reinhardt and W.R. Sigles (Editors), Palaeosols and Weathering through Geological Time: Principles and Applications. Geol. Soc. Am., Spec. Pap., 216: 1～20

Retallack G J.1990.Soils of the Past: An Introduction to Palaeopedology. Unwin Hyman, London, 520pp

Richmond G M.1962.Quaternary stratigraphy of the La Sal Mountains, Utah. US.. Geol. Surv. Prof. Pap. 324., 135 pp

Robinson D and Wright V P.1987.Ordered illite/smectite and kaolinite/smectite as possible primary minerals in aLower Corboniferous palaeosol sequence, South Wales? Clay Miner., 22: 109～118

Ruhe R V.1975.Geomorphology: Geomorphic Process and Surficial Geology. Houghton Mifflin, Boston, Mass., 246pp

Ryer T A. 1988.Transgressive-regressive cycles and the occurrence of coal in some Upper Cretaceous strata of U tah, U.S.A.In: Rahmani R A , Flores R M. (eds) Sedimentology of coal and coal bearing sequences . International Association of Sedimentologists, Special Publication, 7, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 217～227

Scarcigliaa F Terribileb F Colombo C.2003.Micromorphological evidence of palaeoenvironmental changes in Northern Cilento (South Italy) during the Late Quaternary. Catena, 54: 515～536

Shao Longyi Zhang Pengfei R A Gayer Chen Jialiang & Dai Shifeng. 2003.Coal in a carbonate sequence stratigraphic framework: the Upper Permian Heshan Formation in central Guangxi, southern China. Journal of the Geological Society, London, 160: 285～298

Smith B R and Buol S W.1968.Genesis and relative weathering studies in three semi-arid soils. Soil Sci. Soc. Am., Proc., 32: 261～265

Summerhayes C P.1986.Sea-level curves based on seismic stratigraphy: their chronostratigraphic significance. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 57: 27～42

Surlyk F Arndorff L Hamann N E. Hamberg L Johannessen P N Koppelhus E B Nielsen L H Noe-Nygaard N Pedersen G K. and Petersen H I.1995.High-resolution sequence stratigraphy of Hettangian-Sinemurian paralic succession, Bornholm, Denmark. Sedimentology, 42: 323～354.

Taylor S A.1933.Soil processes in volcanic ash-beds. N. Z. J. Sci. Technol, 14: 193～202

Tinker S W.1996.Building the 3-D jigsaw puzzle: application of sequence stratigraphy to 3-D reservoir characterization, Permian Basin. Am. Assoc. pet. Geol. Bull., 80: 460～485

Vail P R Mitchum R M Todd R G Widmier J M Thompson S Sagree J B Bubb J N Hatlelid W G. 1977.Seismic stratigraphy and global changes of sea-level[A]. In: Payton C. E. (ed.) Seismic stratigraphy--applications to hydrocarbon exploration. AAPG Memoir, (26): 49～211

Vail P R Mithcum R M & Thompson S.1988.Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. Part 4. Global cycles of relative changes of sea-level [A]. In: Payton, C.E. (eds), Seismic stratigraphy -applications to hydrocarbon exploration. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 26: 83～98

Valeutiue K W G & Dalrymple J B.1976.Quaternary buried palaeosols: a critical review. Quaternary Research, 209～222

Van Wagoner J C, Mitchum R M, Campion K M'and Rahmanian V D.1990.Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: Concepts for high-resolution correlation of time and facies. Am. Assoc. Pet. Geol., Methods in exploration series, 7: 55

Van Wagoner J C.1995a.Overview of sequence stratigraphy of forland basin deposites: terminology, summary of papers, and glossary of sequence stratigraphy[A]. In: J.C.Van Wagoner and G.T. Bertran (edtors), Sequence stratigraphy of forland Basin deposites-outcrop and Subsurface. Examples from the Cretaceous of north America. Am. Assoc. Pet. Geol., Mem., 64: IX～XXI

Van Wagoner J C.1995b.Sequence stratigraphy and marine to nonmarionefacies architecture of foreland basin strata, Book Cliffs, Utah, U.S.A.[A],

In: J.C.Van Wagoner and G.T. Bertran (edtors), Sequence stratigraphy of foreland Basin deposites-outcrop and Subsurface. Examples from the Cretaceous of north America. Am. Assoc. Pet. Geol., Mem., 64:137～223

Walker R G.1990.Facies modeling and sequence stratigraphy. Journal of sedimentary petrology, 60: 777～786

Walker R G.1992.Facies, Facies model and modern stratigraphic concepts. In: Walker, R.G. & James, N.P.(eds). Facies models response to sea-level change. Geological Association of Canada, St. Johns, 1～4

Webster. 1826.Observations on the Purbeck and Portland Beds. Trans. Geol. Soc. Lond. 2 (2): 37～44

Weimer P & Posamentier H W.1994b.(eds), Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications. Amereican Association of Petroleum Geologists, Memoir, 58

Wright V P and Wilson R C L.1987.A terra rossa-like palaeosol comples from the Upper Jurassic of Portugal . Sedimengtology, 34: 259～273

Wright V P.1996.Use of palaeosols in sequence stratigraphy of peritidal carbonates. In: Hesselbo, S. P. & Parkinson, D. N., 1996 (eds), Sequence Stratigraphy in British Geology. Geological Society, London, Special Publication, 103: 63～74

Wright V P & Marriott S B.1993.The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. Sedimentary Geology, 86: 203~210

Wright V P.1986ed, Palaeosols: their Recognition and Interpretation. Blackwell Scientific, Oxford, 315pp

Wright V P.1996.Use of palaeosols in sequence stratigraphy of peritidal carbonates, Sequence Stratigraphy in British Geology. Geological Society Special Publication, 103: 63～ 74

Wright V P.1992.Palaeosols recognition: a guide to early diagenesis in terrestrial settings, Developments in Sedimentology, 47: 591～614

Yong Woo Lee Yong Il Lee Ken-ichiro Hisada. 2003.Palaeosols in the Cretaceous Goshoura and Mifune groups, SW Japan and their palaeoclimate implications. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 199: 265～282

附表 1　河北临城沙坝沟剖面岩样粘土矿物相对含量数据表

Additional Table 1　Relative contents of clay mineral species in the mudstones of the Carboniferous and Permain at the Shabagou section (sourthern Hebei) of the western Peri-Bohai Bay area

序号	分析号	原编号	井深 /m	岩性	年代	粘土矿物相对含量（w_B/%）			混层比	备注
						w(I)/w(S)	I	K	w(I)/w(S)	
1	K01	139—1	露头	杂色泥岩	P_2sh	30	5	65	40	
2	K02	139—2	露头	褐色泥岩	P_2sh	35		65	40	含绿色斑块
3	K03	139—3	露头	褐色泥岩	P_2sh	37		63	40	含绿色斑块
4	K04	139—4	露头	褐色泥岩	P_2sh	38		62	40	含绿色斑块
5	K05	139—5	露头	褐色泥岩	P_2sh	38		62	40	含绿色斑块
6	K06	139—6	露头	褐色泥岩	P_2sh	37		63	40	含绿色斑块
7	K07	139—7	露头	褐色泥岩	P_2sh	41		59	40	含绿色斑块
8	K08	139—8	露头	褐色泥岩	P_2sh	36		64	40	含绿色斑块
9	K09	139—9	露头	褐色泥岩	P_2sh	21		79	40	
10	K10	139—10	露头	灰绿色泥岩	P_2sh	31		69	40	
11	K11	138—1	露头	灰绿色泥岩	P_2sh	32	2	66	40	
12	K12	138—2	露头	灰绿色泥岩	P_2sh	36		64	40	
13	K13	138—3	露头	灰绿色泥岩	P_2sh	39		61	40	含直径约 1mm 的米粒状颗粒
14	K14	138—4	露头	灰绿色泥岩	P_2sh	40		60	40	含直径约 1mm 的米粒状颗粒
15	K15	138—5	露头	灰绿色泥岩	P_2sh	40		60	40	含直径约 1mm 的米粒状颗粒
16	K16	138—6	露头	灰绿色泥岩	P_2sh	40		60	40	
17	K17	138—7	露头	灰绿色泥岩	P_2sh	32		68	40	
18	K18	138—8	露头	灰绿色泥岩	P_2sh	32	1	67	40	
19	K19	138—9	露头	灰绿色泥岩	P_2sh	31	1	68	40	底部为一厚约 1cm 的钙积层
20	K20	137—1	露头	褐色泥岩	P_2sh	31		69	40	
21	K21	137—2	露头	褐色泥岩	P_2sh	36	2	63	40	
22	K22	137—3	露头	褐色泥岩	P_2sh	30	1	68	40	
23	K23	137—4	露头	灰色粉砂岩	P_2sh	30	2	69	40	
24	K24	137—5	露头	灰色粉砂岩	P_2sh	33	2	65	40	
25	K25	137—6	露头	灰色粉砂岩	P_2sh	30		68	40	
26	K26	137—7	露头	灰色细砂岩	P_2sh	31	1	69	35	
27	K27	137—8	露头	灰色细砂岩	P_2sh	35		64	35	
28	K28	137—9	露头	灰色细砂岩	P_2sh	29	5	71	35	
								标准：SY/T 5163—1995		

续表

序号	分析号	原编号	井深 /m	岩性	年代	粘土矿物相对含量（w_B%）			混层比	备注
						$w(I)/w(S)$	I	K	$w(I)/w(S)$	
29	K29	048—1	露头	土黄色泥岩	P_2sh	52	4	43	25	051-1
30	K30	048—3	露头	褐色泥岩	P_2sh	69	5	27	25	051-3
31	K31	048—5	露头	灰白色泥岩	P_2sh	71	5	24	30	051-5
32	K32	048—7	露头	褐色泥岩	P_2sh	73	8	22	30	051-7
33	K33	048—9	露头	灰色细砂岩	P_2sh	56	3	36	40	051-9
34	K34	015—1	露头	灰色泥岩	P_1x	19	3	78	25	下段
35	K35	015—2	露头	灰色泥岩	P_1x	15	2	82	25	
36	K36	015—3	露头	灰色泥岩	P_1x	15		83	25	
37	K37	015—4	露头	灰色泥岩	P_1x	12		88	35	
38	K38	015—5	露头	灰色泥岩	P_1x	14	1	86	35	
39	K39	015—6	露头	灰色泥岩	P_1x	25	3	72	25	
40	K40	015—7	露头	灰色泥岩	P_1x	40	5	55	25	粘土太少，参考
41	KY41	015—8	露头	灰色泥岩	P_1x	45	8	47	25	粘土太少，参考
42	KY42	015—9	露头	灰色粉砂岩	P_1x	30	5	65	25	
43	K 43	015—10	露头	灰色粉砂岩	P_1x	34	4	62	25	
44	KY44	015—11	露头	灰色粉砂岩	P_1x	22	2	76	25	
45	KY45	005—1	露头	灰黑色炭质泥岩	C_2t	20		80	30	
46	KY46	004—1	露头	灰白色泥岩	C_2t	12		88	30	
47	KY47	004—2	露头	灰白色泥岩	C_2t	14		86	30	
48	KY48	004—3	露头	灰白色泥岩	C_2t	14		86	30	
49	KY49	004—4	露头	浅灰色粉砂岩	C_2t	10		90	30	
50	KY50	004—5	露头	浅灰色泥岩	C_2t	11		89	35	
51	KY51	004—6	露头	浅灰色泥岩	C_2t	17	2	81	35	
52	KY52	004—7	露头	浅灰色泥岩	C_2t	18	3	79	35	
53	KY53	003—1	露头	褐色菱铁质细砂岩	C_2t	15	3	82	35	粘土太少，参考
54	KY54	003—2	露头	浅灰色泥岩	C_2t	18	2	80	35	
55	KY55	003—3	露头	浅灰色泥岩	C_2t	10	1	89	40	
56	KY56	003—4	露头	褐色菱铁质细砂	C_2t	21	3	76	40	
57	KY57	003—5	露头	浅灰色泥岩	C_2t	23	2	75	35	粘土太少，参考
58	KY58	002—1	露头	灰白色铝土质泥岩	C_2t	30	3	67	35	
								标准：SY/T 5163—1995		

附表 2　邢台矿区 DP1 钻孔岩样粘土矿物相对含量数据表

Additional Table 2　Relative contents of clay mineral species in the mudstones of the Carboniferous and Permain at the Borehole DP1 section (Xingtai, sourthern Hebei) of the western Peri-Bohai Bay area

序号	分析号	原编号	井深 /m	岩性	年代	粘土矿物相对含量（w_B/%）				混层比	备注
						w(I)/w(S)	I	K	C	w(I)/w(S)	
59	KY59	1078—1	569	紫灰色泥岩	P_1x	27	3	70		35	该层中下部含鲕粒
60	KY60	1078—2	569.2	紫灰色泥岩	P_1x	33	7	60		35	该层中下部含鲕粒
61	KY61	1078—3	569.4	紫灰色泥岩	P_1x	31	9	60		35	该层中下部含鲕粒
62	KY62	1078—4	569.6	紫灰色泥岩	P_1x	33	7	60		30	该层中下部含鲕粒
63	KY63	1078—5	569.8	紫灰色泥岩	P_1x	29	3	68		30	该层中下部含鲕粒
64	KY64	1078—6	570	紫灰色泥岩	P_1x	24	5	71		30	该层中下部含鲕粒
65	KY65	7#—1	743.5	灰黑色泥岩	C_2t	40	3	57		35	煤层底板
66	KY66	7#—2	743.7	灰黑色泥岩	C_2t	41	7	34	18	35	煤层底板
67	KY67	7#—3	743.9	灰黑色泥岩	C_2t	46	12	27	15	35	煤层底板
68	KY68	7#—4	744.1	灰黑色泥岩	C_2t	45	11	32	12	35	煤层底板
69	KY69	7#—5	744.3	灰黑色泥岩	C_2t	42	11	29	18	35	煤层底板
									标准：SY/T 5163—1995		

附表3 河北临城沙坝沟剖面常量元素相对含量数据表 (w_B/%)

Additional Table 3 Relative contents of major elements (oxides) in the mudstones of the Carboniferous and Permain at the Shabagou section (southern Hebei) of the western Peri-Bohai Bay area

层号	139	139	139	139	139	139
样品原号	139—1	139—2	139—3	139—4	139—5	139—6
检测编号	04108001	04108002	04108003	04108004	04108005	04108006
Na_2O	0.77	0.06	0.1	0.09	0.2	0.12
MgO	0.64	0.44	0.34	0.42	0.46	0.72
Al_2O_3	19.44	18.93	19.77	10.84	20.41	21.27
SiO_2	62.91	65.9	64.23	64.11	62.76	60.75
P_2O_5	0.11	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04
K_2O	1.62	0.61	0.61	0.59	0.62	0.38
CaO	0.44	0.54	0.56	0.58	0.59	0.60
TiO_2	0.82	0.82	0.87	0.87	0.85	0.84
MnO	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02
TFe_2O_3	5.3	5.06	5.38	5.57	6.36	6.84
LOI	7.3	7.49	7.69	7.66	7.67	8.18
Fe_2O_3	5.02	4.8	5.12	5.33	6.12	6.58
FeO	0.25	0.23	0.23	0.22	0.22	0.23
层号	139	139	139	139	138	138
样品原号	139—7	139—8	139—9	139—10	138—1	138—2
检测编号	04108007	04108008	04108009	04108010	04108011	04108012
Na_2O	0.09	0.06	0.18	0.12	0.16	0.09
MgO	0.53	0.54	0.51	0.54	0.56	0.57
Al_2O_3	22.06	22.98	22.93	22.41	22.08	22.68
SiO_2	59.30	57.66	57.10	57.93	58.21	58.86
P_2O_5	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04
K_2O	0.78	0.68	0.64	0.77	1.04	1.02
CaO	0.66	0.69	0.69	0.65	0.64	0.66
TiO_2	0.80	0.76	0.69	0.69	0.66	0.65
MnO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02
TFe_2O_3	6.77	7.42	7.34	8.12	7.97	6.77
LOI	8.60	9.11	9.27	8.55	8.59	8.65
Fe_2O_3	6.41	7.14	7.08	7.84	7.67	6.51
FeO	0.32	0.25	0.23	0.25	0.27	0.23
层号	138	138	138	138	138	138
样品原号	138—3	138—4	138—5	138—6	138—7	138—8
检测编号	04108013	04108014	04108015	04108016	04108017	04108018
Na_2O	0.08	0.20	0.13	0.08	0.14	0.06
MgO	0.58	0.58	0.55	0.56	0.54	0.48
Al_2O_3	22.33	22.40	22.44	21.38	23.01	24.60
SiO_2	58.47	58.69	58.10	55.77	57.45	59.36
P_2O_5	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04	0.03
K_2O	0.98	0.92	0.91	0.92	0.85	0.78
CaO	0.7	0.70	0.71	3.21	0.7	0.56
TiO_2	0.64	0.62	0.60	0.60	0.63	0.68
MnO	0.03	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02
TFe_2O_3	7.50	7.24	7.13	6.98	7.48	4.16
LOI	8.72	8.66	8.72	10.24	9.10	9.26
Fe_2O_3	7.26	6.98	6.85	6.64	7.18	3.82
FeO	0.22	0.23	0.23	0.31	0.27	0.31

续表

层号	138	137	137	137	137	137
样品原号	138—9	137—1	137—2	137—3	137—4	137—5
检测编号	04108019	04108020	04108021	04108022	04108023	04108024
Na_2O	0.10	0.07	0.10	0.08	0.15	0.02
MgO	0.50	0.49	0.48	0.49	0.48	0.47
Al_2O_3	22.20	23.64	21.48	20.75	20.88	19.72
SiO_2	60.51	59.15	60.28	60.96	62.67	64.64
P_2O_5	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03
K_2O	1.17	1.14	1.21	1.27	1.34	1.26
CaO	0.49	0.51	0.48	0.46	0.49	0.48
TiO_2	0.66	0.63	0.66	0.69	0.73	0.75
MnO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
TFe_2O_3	5.55	5.24	7.79	7.15	5.25	4.92
LOI	8.13	8.41	7.68	7.46	7.30	7.06
Fe_2O_3	5.31	4.94	7.53	6.85	4.97	4.68
FeO	0.22	0.27	0.23	0.27	0.25	0.22
层号	137	137	137	137	15	15
样品原号	137—6	137—7	137—8	137—9	15—1	15—3
检测编号	04108025	04108026	04108027	04108028	04108029	04108030
Na_2O	0.09	0.06	0.10	0.06	0.01	0.13
MgO	0.48	0.48	0.42	0.49	0.52	0.42
Al_2O_3	19.46	18.35	18.26	19.32	25.35	28.29
SiO_2	65.16	65.90	67.37	64.50	54.52	53.67
P_2O_5	0.03	0.04	0.04	0.04	0.011	0.08
K_2O	1.38	1.31	1.39	1.32	1.85	1.04
CaO	0.46	0.44	0.43	0.45	0.43	0.50
TiO_2	0.79	0.75	0.74	0.73	0.92	0.86
MnO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.06
TFe_2O_3	5.44	5.74	4.88	6.12	6.77	4.05
LOI	6.77	6.53	6.30	6.98	9.32	10.54
Fe_2O_3	5.16	5.46	4.56	5.80	6.25	3.71
FeO	0.25	0.25	0.29	0.29	0.47	0.31
层号	15	15	15	15	15	15
样品原号	15—4	15—5	15—6	15—7	15—8	15—9
检测编号	04108031	04108032	04108033	04108034	04108035	04108036
Na_2O	0.12	0.04	0.04	0.12	0.14	0.38
MgO	0.46	0.40	0.56	0.68	0.67	0.74
Al_2O_3	29.09	27.48	15.19	20.05	19.45	19.19
SiO_2	55.16	57.58	48.63	64.70	66.22	65.44
P_2O_5	0.07	0.07	0.10	0.10	0.10	0.12
K_2O	0.77	0.79	1.67	2.66	2.69	2.75
CaO	0.55	0.56	7.47	0.48	0.47	0.48
TiO_2	0.89	0.88	0.61	0.87	0.89	0.88
MnO	0.02	0.01	0.06	0.05	0.02	0.02
TFe_2O_3	2.12	1.55	14.32	2.88	3.08	3.42
LOI	10.43	10.06	11.40	6.72	6.52	6.31
Fe_2O_3	1.90	1.21	14.02	2.25	2.26	2.82
FeO	0.20	0.31	0.27	0.57	0.74	0.54

续表

层号	15	15	5	4	4	4
样品原号	15—10	15—11	5—1	4—1	4—2	4—3
检测编号	04108037	04108038	04108039	04108040	04108041	04108042
Na_2O	0.16	0.17	0.10	<0.01	0.12	0.11
MgO	0.68	0.60	0.39	0.35	0.39	0.50
Al_2O_3	19.79	23.81	25.58	28.79	28.00	24.75
SiO_2	64.51	60.81	60.38	57.30	57.30	60.64
P_2O_5	0.11	0.08	0.08	0.04	0.05	0.04
K_2O	2.68	2.05	0.56	0.46	0.70	1.14
CaO	0.49	0.48	0.61	0.50	0.56	0.62
TiO_2	0.88	0.92	0.95	1.02	0.80	1.04
MnO	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0.01
TFe_2O_3	3.35	2.49	1.18	1.44	2.12	2.02
LOI	6.77	8.12	9.77	10.03	9.83	8.59
Fe_2O_3	2.82	1.79	0.56	1.02	1.64	1.64
FeO	0.48	0.63	0.56	0.38	0.43	0.34
层号	4	4	4	4	3	3
样品原号	4—4	4—5	4—6	4—7	3—1	3—2
检测编号	04108043	04108044	04108045	04108046	04108047	04108048
Na_2O	0.06	0.11	0.05	0.10	0.11	0.15
MgO	0.36	0.41	0.52	0.61	0.66	0.66
Al_2O_3	24.82	25.80	25.20	22.84	12.94	22.90
SiO_2	59.82	57.71	57.51	55.98	36.43	57.28
P_2O_5	0.12	0.22	0.15	0.17	0.27	0.18
K_2O	1.96	2.10	1.60	1.62	0.72	1.64
CaO	0.60	0.72	0.64	0.59	0.57	0.64
TiO_2	0.88	0.84	1.05	0.96	0.52	0.94
MnO	0.02	0.03	0.04	0.11	1.98	0.08
TFe_2O_3	2.35	2.86	4.25	8.34	36.30	6.85
LOI	8.38	8.90	8.99	8.78	8.96	8.66
Fe_2O_3	1.85	2.40	3.87	7.98	36.30	6.61
FeO	0.45	0.41	0.34	0.32	<0.01	0.22
层号	3	3	3	2	48	48
样品原号	3—3	3—4	3—5	2—1	48—1	48—2
检测编号	04108049	04108050	04108051	04108052	04211001	04211002
Na_2O	0.16	0.08	0.11	0.08	0.17	0.22
MgO	0.48	0.63	0.85	0.58	0.62	0.79
Al_2O_3	27.37	24.21	12.20	26.31	20.36	19.28
SiO_2	57.68	57.64	42.05	59.03	53.65	57.64
P_2O_5	0.05	0.19	0.38	0.08	0.03	0.05
K_2O	0.89	1.73	0.86	1.71	2.44	2.91
CaO	0.56	0.66	0.54	0.54	3.95	0.77
TiO_2	1.06	0.91	0.46	0.92	0.99	0.89
MnO	0.02	0.08	0.29	0.01	0.02	0.02
TFe_2O_3	2.13	4.86	32.39	1.78	7.10	9.46
LOI	9.61	8.72	9.33	8.80	0.34	0.36
Fe_2O_3	1.71	4.50	31.97	1.54	7.96	7.08
FeO	0.38	0.32	0.38	0.22	2.61	0.35

续表

层号	48	48	48	48	48
样品原号	48—3	48—4	48—5	48—7	48—9
检测编号	04211003	04211004	04211005	04211006	04211007
Na_2O	0.16	0.11	0.20	0.17	0.52
MgO	0.82	0.84	0.74	0.78	0.93
Al_2O_3	19.44	19.68	19.66	16.23	15.49
SiO_2	61.90	59.00	61.75	61.08	66.54
P_2O_5	0.04	0.08	0.04	0.11	0.04
K_2O	3.04	3.11	3.01	2.88	3.05
CaO	0.90	0.88	1.41	1.17	1.21
TiO_2	0.88	0.84	0.83	0.82	0.84
MnO	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03
TFe_2O_3	4.88	7.22	5.66	9.43	4.41
LOI	0.41	0.41	0.34	0.34	0.56
Fe_2O_3	7.06	7.06	7.00	6.42	5.58
FeO	0.26	0.30	0.26	0.23	0.26

附表 4　邢台矿区 DP1 钻孔岩样常量元素相对含量数据表 (w_B/%)

Additional Table 4　Contents of major elements (oxides) in the mudstones of the Carboniferous and Permain at the Borehole DP1 section (Xingtai, southern Hebei) of the western Peri-Bohai Bay area

深度 /m	743.5	743.7	743.9	744.1	744.3	742.6	742.8
样品原号	$7_{下}$—1	$7_{下}$—2	$7_{下}$—3	$7_{下}$—4	$7_{下}$—5	$7_{上}$—1	$7_{上}$—2
检测编号	04108059	04108060	04108061	04108062	04108063	04108064	04108065
Na_2O	0.58	0.74	0.91	0.80	0.87	1.06	0.80
MgO	0.86	1.27	1.45	2.81	1.26	2.42	0.75
Al_2O_3	18.50	19.57	18.85	19.67	17.63	25.51	33.28
SiO_2	64.74	62.70	63.06	56.78	61.26	54.99	50.52
P_2O_5	0.03	0.07	0.09	0.08	0.09	0.03	0.02
K_2O	2.68	2.92	3.07	2.89	2.77	4.07	1.19
CaO	0.19	0.26	0.31	2.49	0.30	0.43	0.27
TiO_2	0.77	0.77	0.73	0.68	0.69	0.27	0.37
MnO	0.02	0.02	0.03	0.05	0.02	0.02	0.01
TFe_2O_3	2.76	3.55	3.86	4.00	6.34	4.04	1.03
LOI	8.83	8.22	7.53	9.59	8.58	6.54	11.37
Fe_2O_3	0.60	1.17	1.55	1.74	3.73	2.03	<0.01
FeO	1.94	2.14	2.08	2.03	2.35	1.81	0.95
深度 /m	569	569.2	569.4	569.6	569.8	570	
样品原号	1078—1	1078—2	1078—3	1078—4	1078—5	1078—6	
检测编号	04108053	04108054	04108055	04108056	04108057	04108058	
Na_2O	0.82	0.64	0.64	0.40	0.45	0.41	
MgO	0.92	0.97	0.63	0.71	0.71	0.55	
Al_2O_3	25.10	21.88	27.17	24.31	24.77	21.22	
SiO_2	54.45	60.98	56.78	56.20	54.67	59.16	
P_2O_5	0.04	0.04	0.07	0.05	0.05	0.28	
K_2O	2.02	2.52	1.82	1.66	1.59	1.66	
CaO	0.36	0.21	0.22	0.21	0.21	0.54	
TiO_2	0.74	0.86	0.89	0.95	0.96	1.01	
MnO	0.13	0.03	0.02	0.02	0.02	0.08	
Fe_2O_3	6.01	5.90	3.03	7.20	8.00	7.84	
FeO	9.05	6.21	8.53	7.74	8.09	7.49	
H_2O^+	1.50	2.44	1.90	4.24	5.60	4.18	
CO_2	4.06	3.11	1.02	2.66	2.16	3.29	

[General Information]
书名=环渤海湾西部石炭系　二叠系层序地层及聚煤作用研究
作者=邵龙义，何志平，鲁静著
页数=174
SS号=12023535
DX号=
出版日期=2008.5
出版社=地质出版社